会話検測マニュアル

地震予知情報課データ処理係

このマニュアルは、平成9年10月に実施された「気象庁への地震観測データ一元化」及び一元化システムの導入を機会に、会話検測の原理や処理の流れについてあらためて解説するものです。ここで言う「会話検測」とは地震発生時に緊急に行われる検測のことではなく、後の科学的な調査や解析の基礎となる資料、あるいは月報震源と呼ばれる最終的な資料を作成するという意義を持った検測のことです[注1]。

今回の「一元化」の持つ背景は、業務的に見ると次の2つの点で重要です。一つは、これまで最先端の研究として関係機関が行ってきた微小地震観測を気象庁が定常業務として行うようになること、もう一つは我々がドラム記録で検測したころの業務の組み立てとして一部残っていた「検測は各官署で。震源計算や複雑なチェックは本庁で」というデータ処理体系が変わることです。具体的に言えば、従来検測値は各地方中枢で生産し、それを本庁で集約・再計算・精査して震源速報や地震月報を作成するという手順を踏んでいました(図1左)。一元化以後各地方中枢は、担当領域で発生した地震に関して全国の波形を用いて検測を行い、精査された震源を生産し震源速報を作成することになります(図1右)。

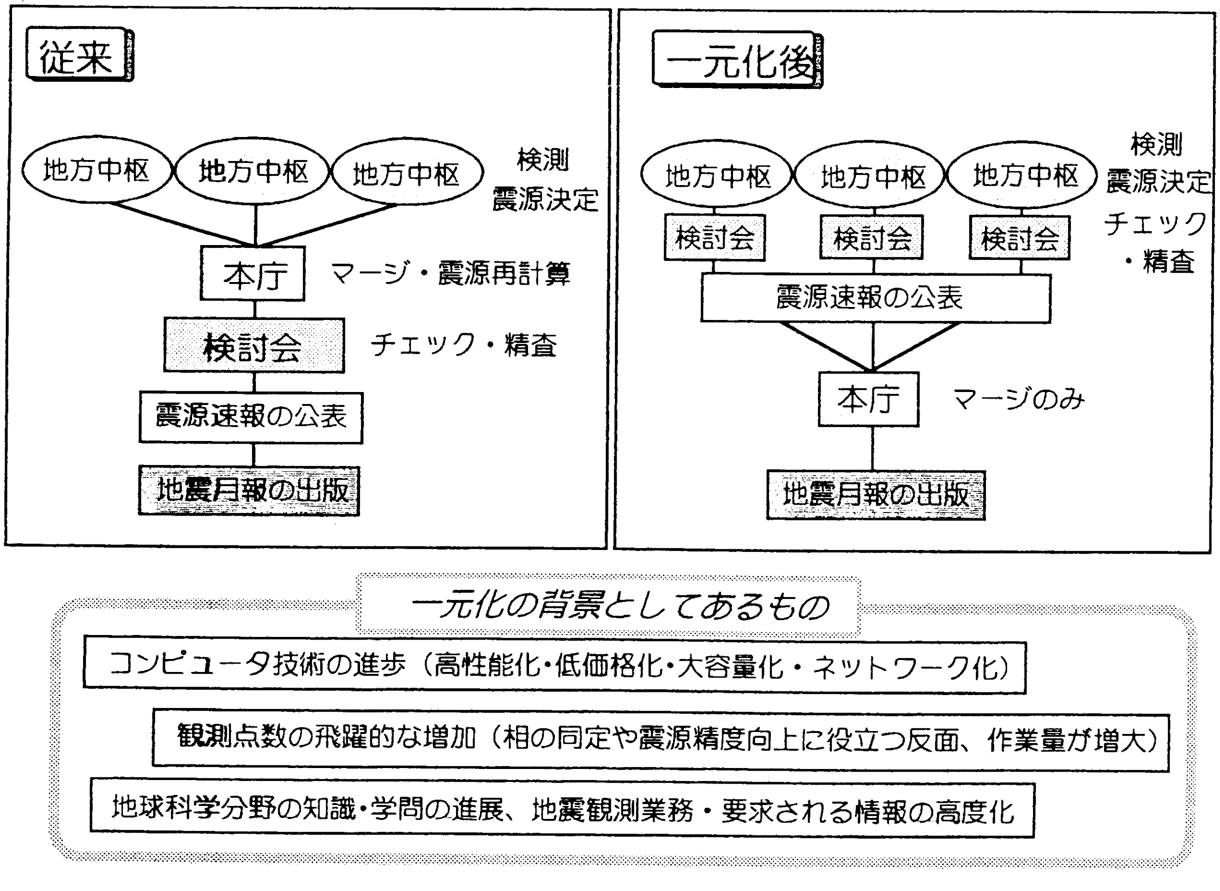


図1：一元化による月報作成までの作業の変化と一元化の背景。

[注1] 従来、気象庁では検測のことを「験測」と表記してきましたが、平成9年に行われた地震学用語標準化により漢字表記は「検測」に統一します。

つまり今後は、それぞれの会話検測担当者が検測した検測値・震源要素が、気象庁としてのほぼ最終的な検測値・震源要素となるのです。

以下の節では検測と震源決定に関して基本的な原理や手法を簡単にまとめます。そして地震波形について科学的知識を正しく利用しつつ、かつ効率よく検測して精度の良い震源を求めるにはどのようにすべきかを述べます。

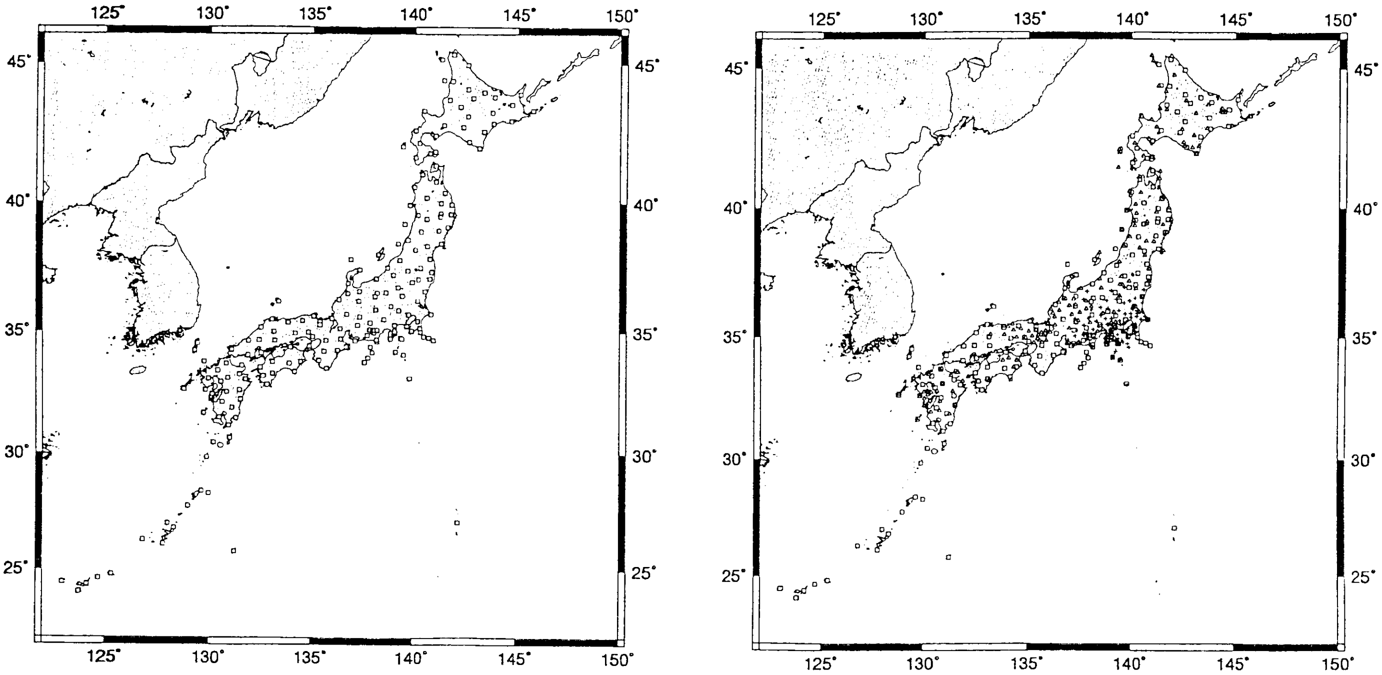


図2：気象庁の津波検知網の観測点分布（左）と一元化後（97年10月現在）の観測点分布（右）。なお本庁では東海地震監視を目的とし、以前から一部他機関データを統合して処理を行ってきた。□は気象庁、△は大学、＋は防災科学技術研究所等の他機関を示す。

★ 点から面へ

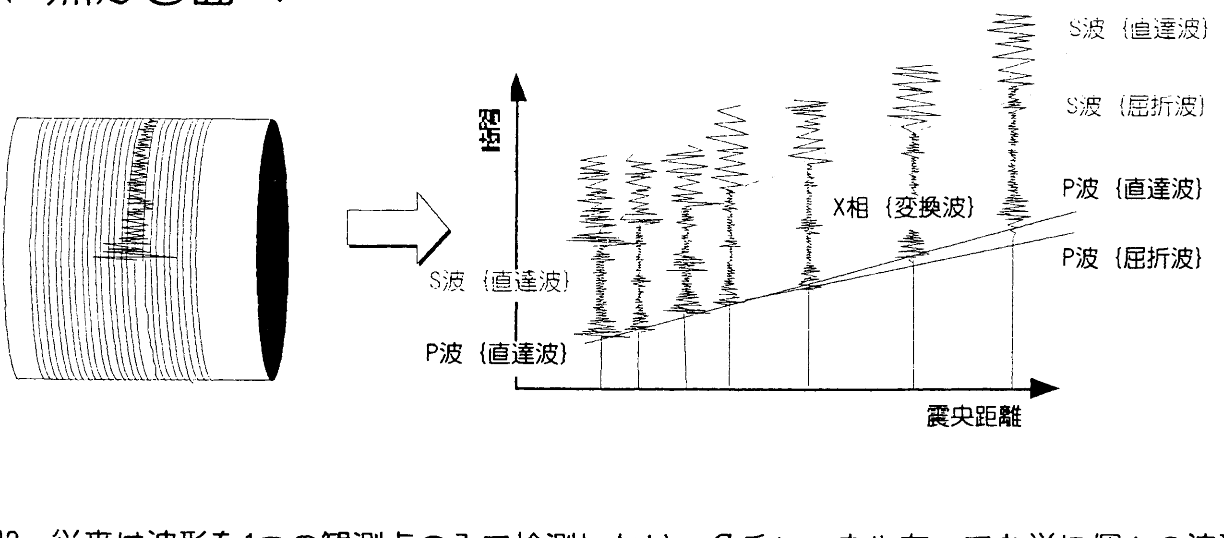


図3：従来は波形を1つの観測点のみで検測したり、多チャンネルあっても単に個々の波形の集まりとして捉えることが多かった。観測点数が増えると1つのイベントについて波形群を扱うことが可能となる。

1章　検測

1．1 検測とは何か？

まず「検測」の基本となる大前提を書きましょう。検測とは「地震波のなんらかの位相が観測点に発現した時刻、その振幅や周期などを読み取ること」です。これが全てです。もう少し堅苦しい言い方をすると、「我々は自然現象を把握するために、地象（明らかな地動・伝送ノイズを除く）の情報をできうる限り数値化して記載する」ということになります。近代地震学が始まったときから現在まで、そして今後も「検測」という言葉の持つこの意味合いは変わらないでしょう。ドラム記録からルーペを用いて検測するにしても、コンピュータで位相を探し出して自動検測するにしても、基本としては同じ作業をするわけです。

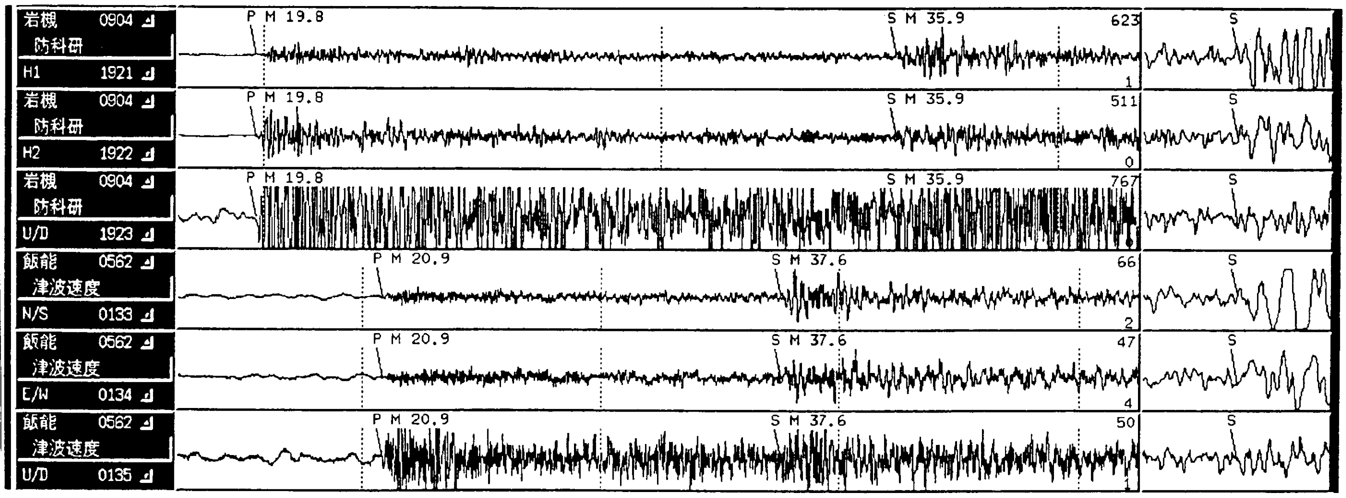


図4：会話検測画面での検測例。P波、S波の到着時刻、上下動の最大振幅を検測する。

検測で得られた検測値をもとに震源決定をするという作業手順から見ると、検測は言わば１次データの生産ですから、本来震源決定作業とは無関係に、さらに言えば計算結果を意識することなく行われるべきものです（実際、以前は主として計算機の能力や通信回線容量の限界のために、各気象官署が独自に検測を行い、その検測値を本庁に集めて震源計算を行うという手法が取られていました）。しかし後の節で述べるように、相の誤認や不適切な位置での検測は非常に頻繁に発生しうる（P相でさえも）ことですし、また震源決定に用いられる地下の地震波速度構造は近似的なモデルですから、正しい相を正しい位置で検測しても必ずしも震源を精度良く求めることに結びつかない場合があります。。これらの点に「検測」が単純作業にならない理由と、検測と震源決定作業が密接に関連する理由があります。

1．2 検測の対象となる地震

次に、我々はどのような地震について検測をしなければならないか？ということについて述べます。地震・ノイズを問わず、ある観測点で一定以上の地動振幅変化が検知された場合、その観測点についてトリガ（元々は引き金を引くという意。物事を引き起こすという意味で用いる）が成立します。我々はこのうち地震のみを選びたいので、通常のシステムでは決められた領域の中で、何点かの観測点でほぼ同時にトリガが成立したときに地震が発生したと判断するグループトリガ方式を取っています。

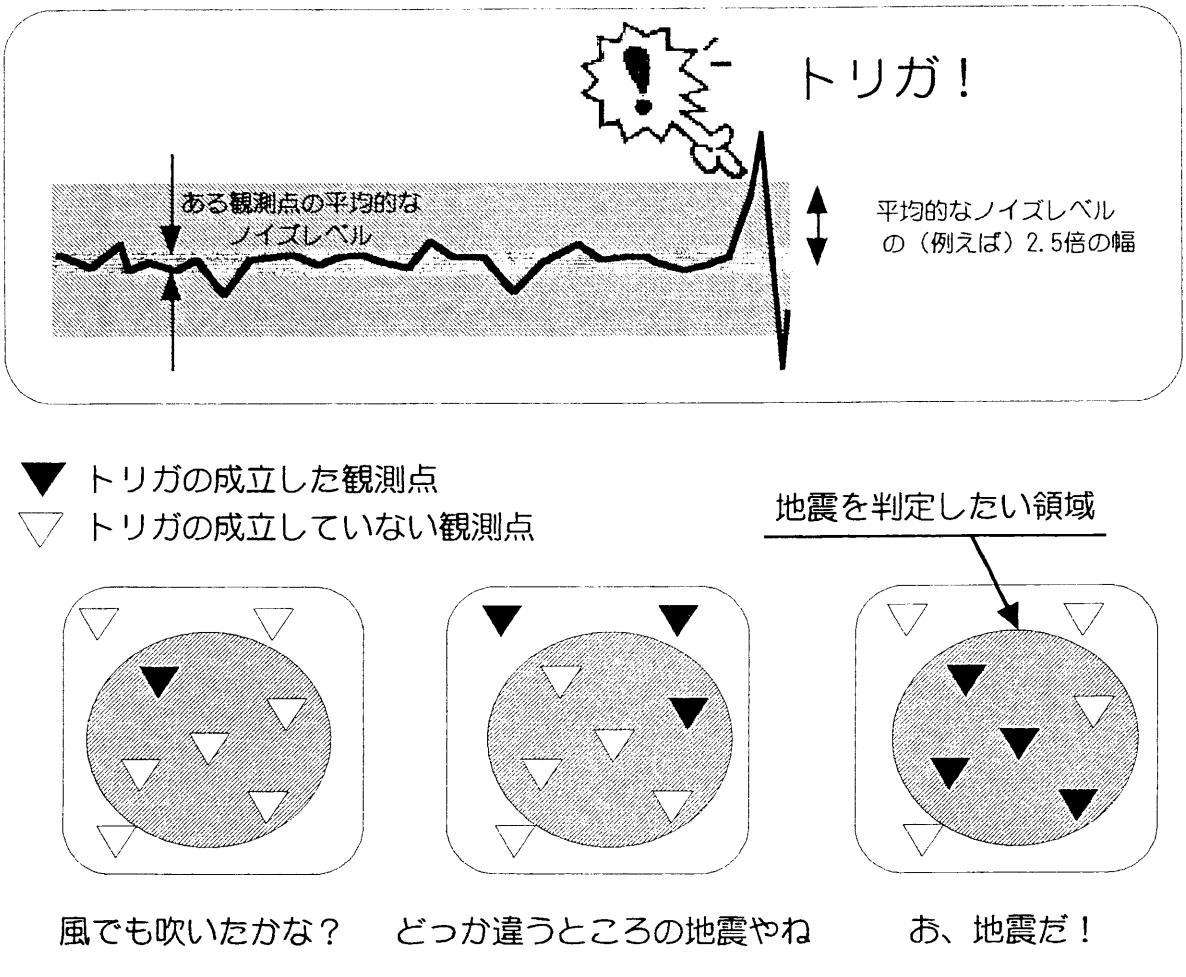


図5：トリガ判定の考え方。右端の図の場合、地震と判定する。

図5の右下の図で示すように、対象とする領域において複数点でほぼ同時に地動の振幅変化があったと判断された場合に、我々は何らかの事象（イベント）が成立したとみなします。この段階ではまだ成立したイベントが近地地震なのか、遠地地震なのか、あるいは人工地震なのか、ノイズなのか、はたまた全く未知の現象なのかということは判断できません。したがって、まず検測画面を開いてイベントを見ることが必要です。イベントが担当区域内の近地地震と判断される場合には、検測作業を開始します。なお、従来行われていた遠地地震の検測やあきらかに担当区域外の地震に関しては検測をする必要はありません。但し、担当領域境界での取りこぼしや、後述する深発地震、火山性地震、地殻深部低周波地震などのイベントと遠地地震との誤認（結果として取りこぼす）、あるいはT－

phaseと近地地震の誤認（結果として不適切な位置に震源を求めてしまう）などが考えられますので、このイベントの判断には十分注意が必要です。

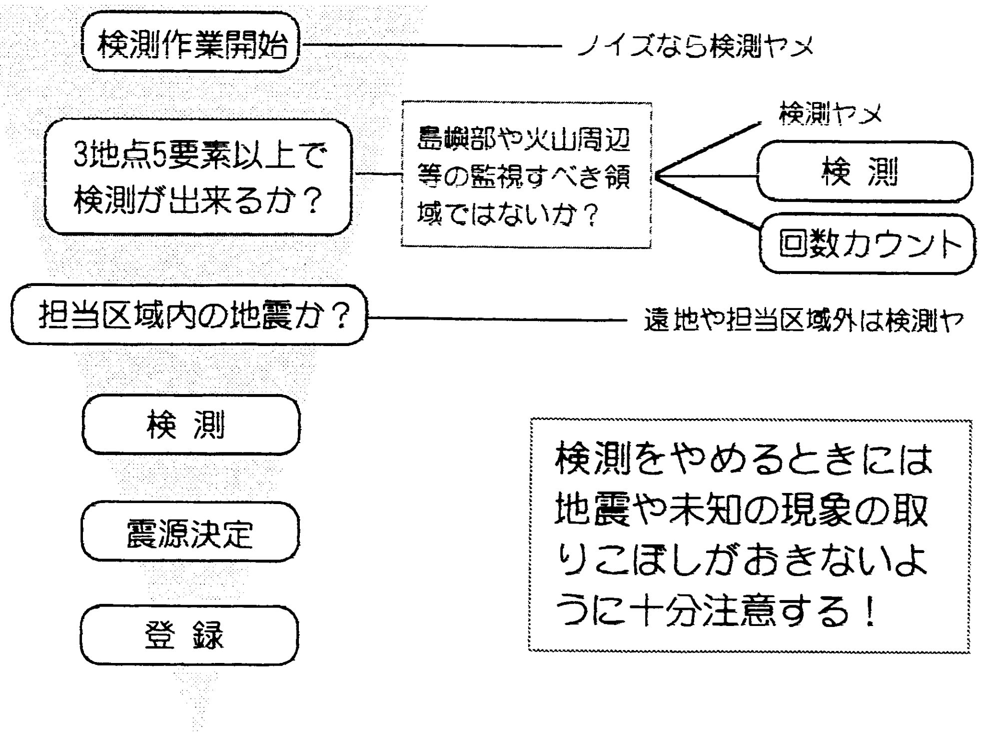


図6：トリガが成立したら…

さて次に震源決定計算に必要な観測量（相の検測数）を考えます。今、求めたい未知数は、震源位置（緯度・経度・深さ）と震源時の合計４つですから、最低4つ、例えば4観測点のP相の発現時、あるいは3観測点のP相の到着時と1観測点のS相の発現時などの組み合わせでデータが存在すれば震源計算は可能です。しかし、これまで気象庁では、誤差評価ができるように最低5つの相を検測をすることを基準としてきました。これが3観測点で5要素以上検測する理由です。なお従来はシステムの設定で、波形データを残すためには1観測点しか相が見えなくても検測しなければなりませんでしたが、今後はイベントが成立すれば必ず波形収録は行われますので「波形を残すための検測」は必要ありません。[注2]

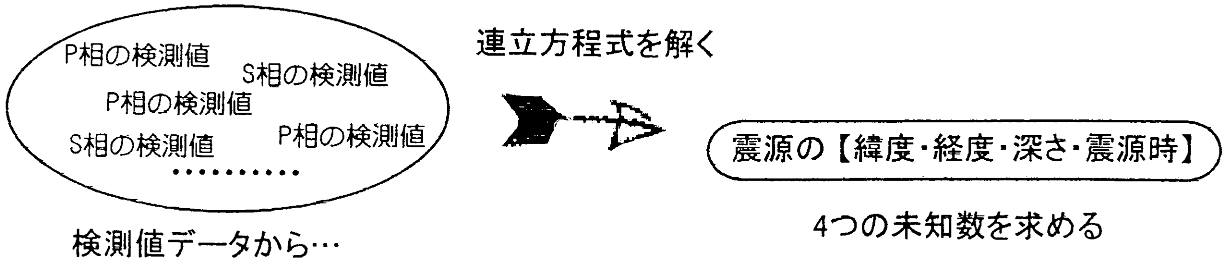


図7：震源計算に必要なデータ

[注2] 島嶼部や火山等、観測点密度が低く、1点でトリガグループが設定されている領域では、震源が求められない場合でも検測を実施し、結果を未計算登録してください。地震が頻発した場合は速やかに回数係数による監視に移行します。

１．３ 何地点検測するか？（P相、S相について）

今回の一元化における作業の大きな変更点として検測地点を選択するというものがあります。前述のように我々の作業思想は元来「地象（ノイズ以外の地面の振動）をもれなく数値化して記載し、その観測データを元に震源の決定出来るものについては震源を求める」というものでした。この原則を当てはめれば、マグニチュード5クラスの地震になると日本の全ての地震計の記録を記載することになります。このような検測値は走時表の改良や地下の微細構造解明の基礎データ等として有用ですが、観測点が等密度で分布しない場合には震源決定の際にある方位のデータに重みがかかってしまうことや、大きな地震と小さな地震で用いる観測点が違うために震源位置が変化してしまうなどの問題がありました。さらに観測点数が飛躍的に増えた1995年以降は、現実問題としてすべての観測点のすべての項目を検測・数値化することは作業効率的に不可能になりつつあります。

そのため今後は「震源決定を行うために必要となる検測を行う」という作業思想に基づき、検測に用いる観測点を適切に選別することになりました。選別にはなるべく震源球上で観測点が震源を囲むように、かつ等密度になるように観測点を選別することと、検測経験に差がある人が作業を行う場合でも基準に沿って作業を進めさえすれば同じ地点が選別され、震源を効率的にかつ個人差がそれほどなく決定できるようなロジックを用いることとします。

① 震央距離と震源の深さを用いた経験的な式から、ある震央距離（Δlim）より内側の観測点をP相とS相の検測と速度波形の最大振幅の検測に用います（変位波形の最大振幅は現在のところ距離では無制限）。Δlimは震源が内陸で浅い場合には小さく、また震源が深かったり海域だったりした場合にはΔlimは大きくなります。

$$\Delta_{lim} = \frac{{\Delta_3}^2}{100(km)} + Depth(km) + 100(km)$$

Δlim：検測すべき観測点分布の半径（km）

Δ3 ：震央から3番目に近い観測点の震央距離（km）。但し、3番目に近い地点が1番目の観測点から15km以内だった場合には次に近い観測点を3番目とする。

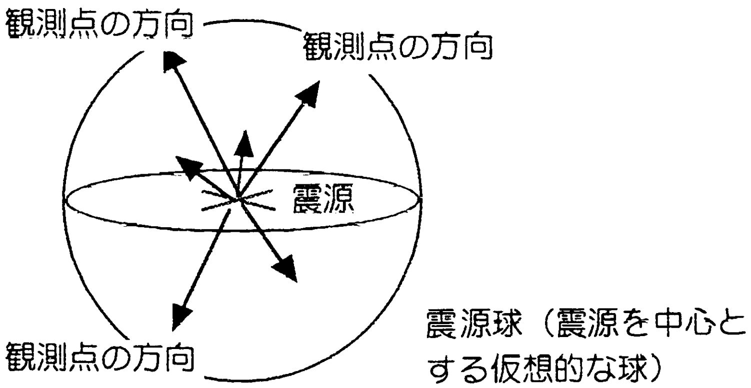


図8：検測に用いる観測点は震源球上で様々な方向にかつ等密度に分布した方がよい。

② 震央から遠ざかるにしたがって密度が減るという経験的な基準

1）各観測点に次の基準であらかじめ点数をつけます。この時、観測点の所属機関は問いません。

A）緯度経度の2度×2度（120分×120分）の領域内で波形状況が最も良く、その地域を代表する観測点を120点とする。●

B）60分×60分の領域内で波形状況が良い観測点観測点を60点とする。■
但し、この時すでに120点の点数をつけてしまった領域は除く。

C）30分×30分の領域内で波形状況が良い観測点観測点を30点とする。△
但し、この時すでに120点、60点の点数をつけてしまった領域は除く。

D）以下同様に16点、⬭ 8点、⬢ 4点・の点数を観測点につけていく。

E）検測に用いない観測点を0点とする。

2）①で求めたΔlimの範囲内で次の順序で観測点を最大40地点選別します。

A）ある地震番号の地震について「収録されている観測点」をΔ順にならべます。

B）Δの小さいもの順に4点以上の観測点を**16地点**無条件に選びます。

C）Δlimまで120点以上の点を選びます。

D）Δlimまで60点以上の点を選びます。

E）以下同様に30点、16点、8点、4点以上の観測点を**40地点**になるまで選びます。点数が同点のときにはΔの小さいもの順に選択します。

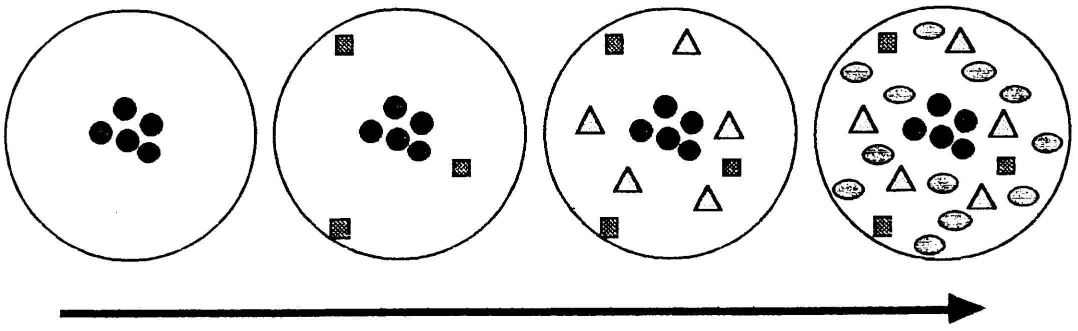


図9：観測点が選別されるところを模式的に示した図。

なお、この40地点程度というのは今のところ絶対的な数値ではありません。1地点足りなかったら無理矢理読むとか、4地点増やしてしまったからどうしても削らなければならないというものではありませんし、今後この最大40地点、近傍16地点という目安も変更される可能性のある数値です。また海域かつ深発地震の場合観測点を選別することによって震源が決まらなくなる場合も見られます。このような場合は観測点選別機能を使用しないで震源決定を試みてください。観測点選別で重要なのは労力をかけても震源計算に大きな寄与を与えない検測を間引くという思想ですから、震源が求められなくなることは本末転倒です。

1．4 検測すべき相、項目

検測が地象の数値化であることは既に述べました。これは従来波形データそのものを保管や波形データ全体を用いた解析が計算機の能力の制限から不可能であった時期に、できるだけ波形の特徴を数値化して現象を捉えようとする作業でした。検測項目はP相、S相の発現時ばかりではなく、成分毎にX相を読んだり、最大振幅とその発現時刻、周期、初動方向、初動の振幅を読んだりと多岐に渡っていました。しかし近年の観測点の増加によって省かれてしまったものや、検測者によっては読んだり読まなかったりする項目があります。今回の一元化を機に、今後検測すべき項目、しなくてもよい項目をまとめます。

---

① 速度型地震計のP相、S相、および上下動成分の最大振幅

これらは検測出来るものであれば必ず検測する。但しもちろんノイズレベルと同等の振幅しかなく紛らわしいものは検測しない。疑問等があればハードコピーを取り検討会で十分議論する。自動検測ボタンを押した場合にはその場所が妥当であるかどうかチェックする。

② 速度型地震計の水平動成分の最大振幅

自動振幅検測のボタンを押した後は特にチェックの必要はない。月報では速度型地震計の水平動成分はチェックしてない旨の表示を掲載する。

③ 速度型地震計振り切れの場合のS相

加速度型地震計の１階積分（速度波形24bit）で検測を試みる。この場合最大振幅は検測しない。

④ 加速度型地震計による積分変位波形の水平動最大振幅

これらも検測出来るものであれば必ず検測する。検測する上限の震央距離は現状では無制限である。

⑤ 加速度型地震計による積分変位波形の上下動最大振幅

検測しない。自動検測でも検測しない仕様になっている。

⑥ IP、P、EP、IS、S、ES、IX、X、EXの検測の定義

従来の「I（impulsive）」と「E（emergent）」の定義は、前者が±0.2秒程度、後者が±1秒以上の誤差がある場合となっていた。現在の会話検測画面では、波形の時間軸が自由に変更出来るようになってしまっているためにかえってこの区別が難しい。今後も基準としては現状のものを用いるが、自動検測を行った際に指示されるIP、P、IS、Sは、検測位置さえチェックすればそのまま用いてもよい。

X相はP相、あるいはS相のどちらかが検測できた場合で、明らかにP相でもS相でもない顕著な位相が見られれば検測する。この場合、ハードコピーを残して検討会で議論し、検測担当者間で共通認識とする。P相、S相を検測したときに理論走時と合わないからといってX相とはしない。もともとX相とは顕著な反射波や屈折波等のことである。

⑦ 速度型地震計の初動方向

メカニズム処理で検測するため、会話検測では原則検測しない。島嶼部（沖縄・小笠原等）は観測点数が少ないことから震源の方向を明らかにするという意味で読んでも構わない。

なお、検測画面には理論走時の表示が出ていると思いますが、これは後でも述べるようにおおよその参考として捉えてください。震源位置が間違っていれば当然不適切な理論走時を示します。また理論走時が表示されているからといって、見えにくい相を無理をして検測する必要は全くありません。

以上のような要領で検測し、震源決定ができた地震に関して3.3節に示す基準によって登録を行います。

1．5 さまざまな相

現在我々が震源決定に用いているのは実体波と呼ばれるP波とS波の到着時です。日本周辺で発生する地震の震源を決める際には「P相とS相を正しく検測できれば」まず震源決定は可能です（我々が用いている地震計は近地地震の実体波を捉えやすい短周期地震計）。

ところがやっかいなことに、地表で観測される地震波にはP相やS相ばかりではありません。地震波は地球内部を伝播する弾性波、つまり波ですから、伝播する途中の媒質に境界（速度不連続）があると屈折したり反射したりして多種多様の相が現れる場合があります。逆に媒質の状態によっては波が著しく減衰したり、激しく散乱したりして、必要な相が見えなくなってしまう場合もあります。また発震機構と観測点の位置関係によってはP相やS相が現れにくい場合もありますし、地震計の周波数特性によっては、ある相が見えたり見えなかったりする場合も考えられます。

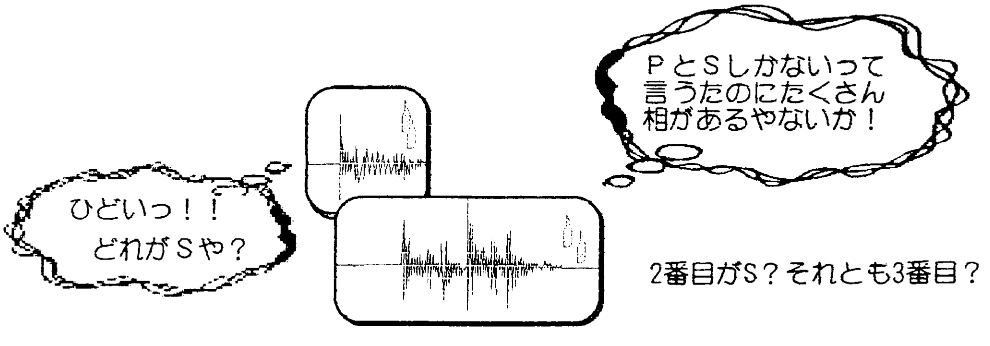


図10：P波とS波が正しく検測出来ればよいというものの...

検測で相の誤認や正しい位置での検測が行われなかった場合は不適切な震源が求められてしまいます。誤認を防ぐためには日頃から各地域の波形の特徴を注意深く見ることと調査が必要です。以下に注意すべき紛らわしい相の例を示します。

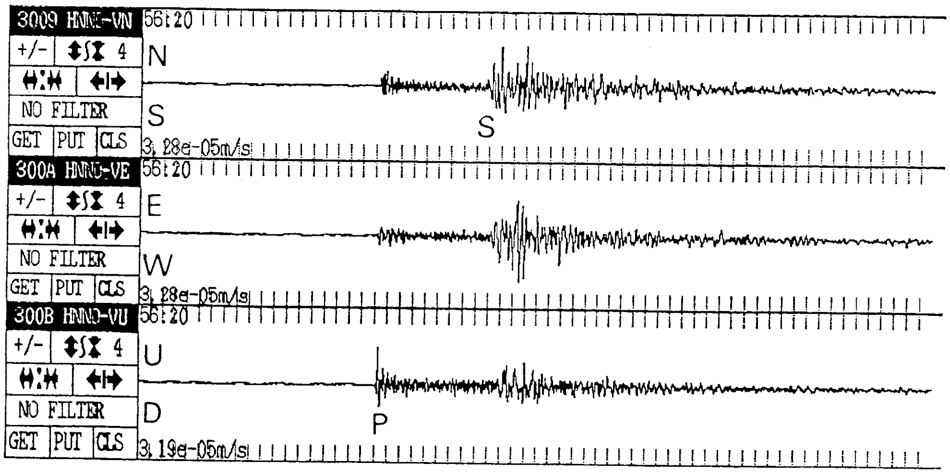


図11：いわゆる普通の地震の波形例。P相とS相がきれいに見える。

★ さまざまな相

☆ 近地地震で地表にたいして地震波が斜めに入射するとS相の前にSp変換波やPs変換波が見られる場合がある。このような現象があるため、S相は極力水平動成分で検測を行うことが望ましい。P相はもちろん上下動成分で検測をする。

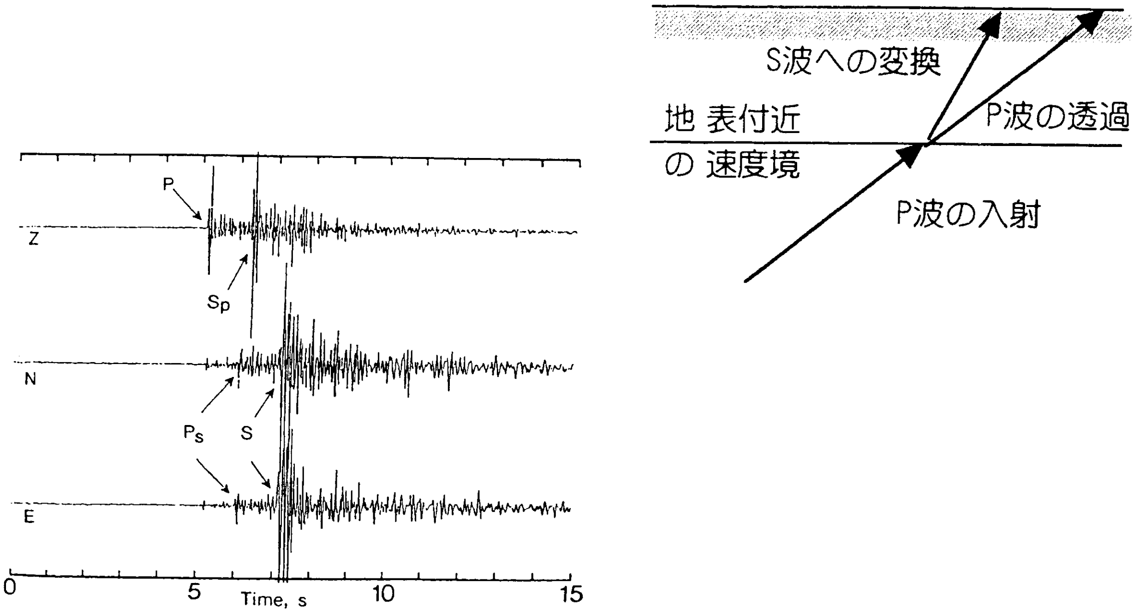
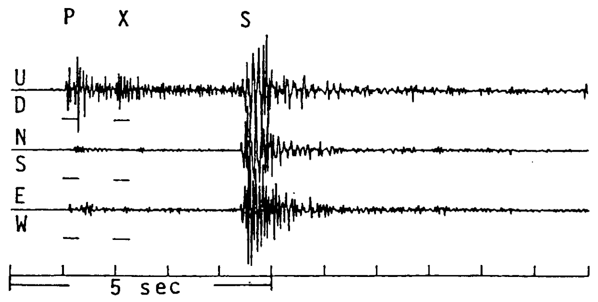


図12：地表付近での変換波の例（Modern Global Seismology, Lay & allace, 1995）。

☆ プレート上面からの変換波（SP、PS）。プレートとその周囲は弾性波速度に大きな違いが見られるので、その境界では変換波が生じることがある。



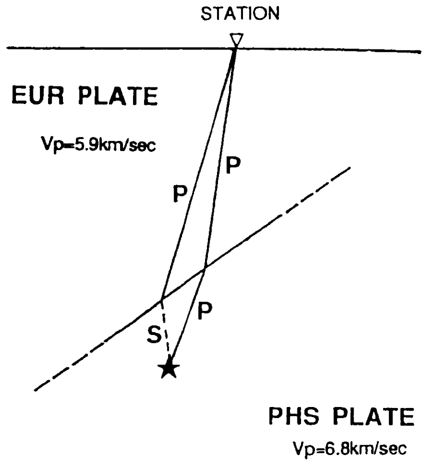


図13：フィリピン海プレート上面での変換波の例（津村・他、1993）。

☆ 表面波。小さな地震でも浅い地震であれば表面波（LQ、LR）を生じる。

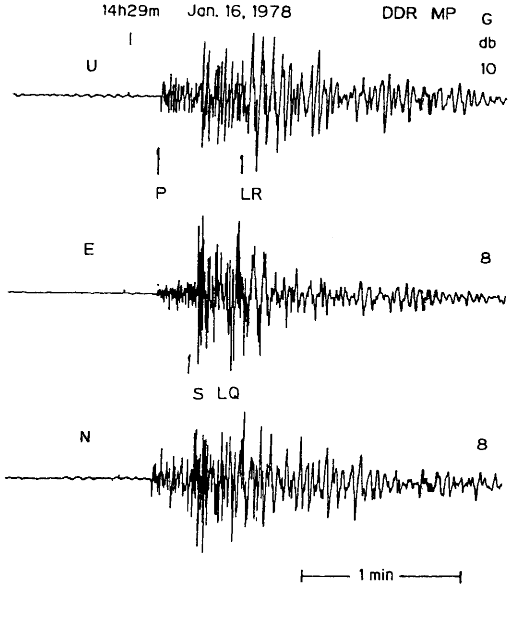


図14：伊豆中部で発生した浅い地震を堂平観測所の中周期地震計で捉えた例
(Characterristic Seismograms, Tsujiura, 1988）。

☆ 地殻内部反射面からの反射波（PxP, PxS, SxP, SxS）。地殻内に何らかの流体層（水、マグマ、石油、ガス等）が存在すると顕著な反射波が現れると考えられている。地域によっては反射波の振幅が非常に大きく観測されるところがある（伊豆、日光、和歌山等）。

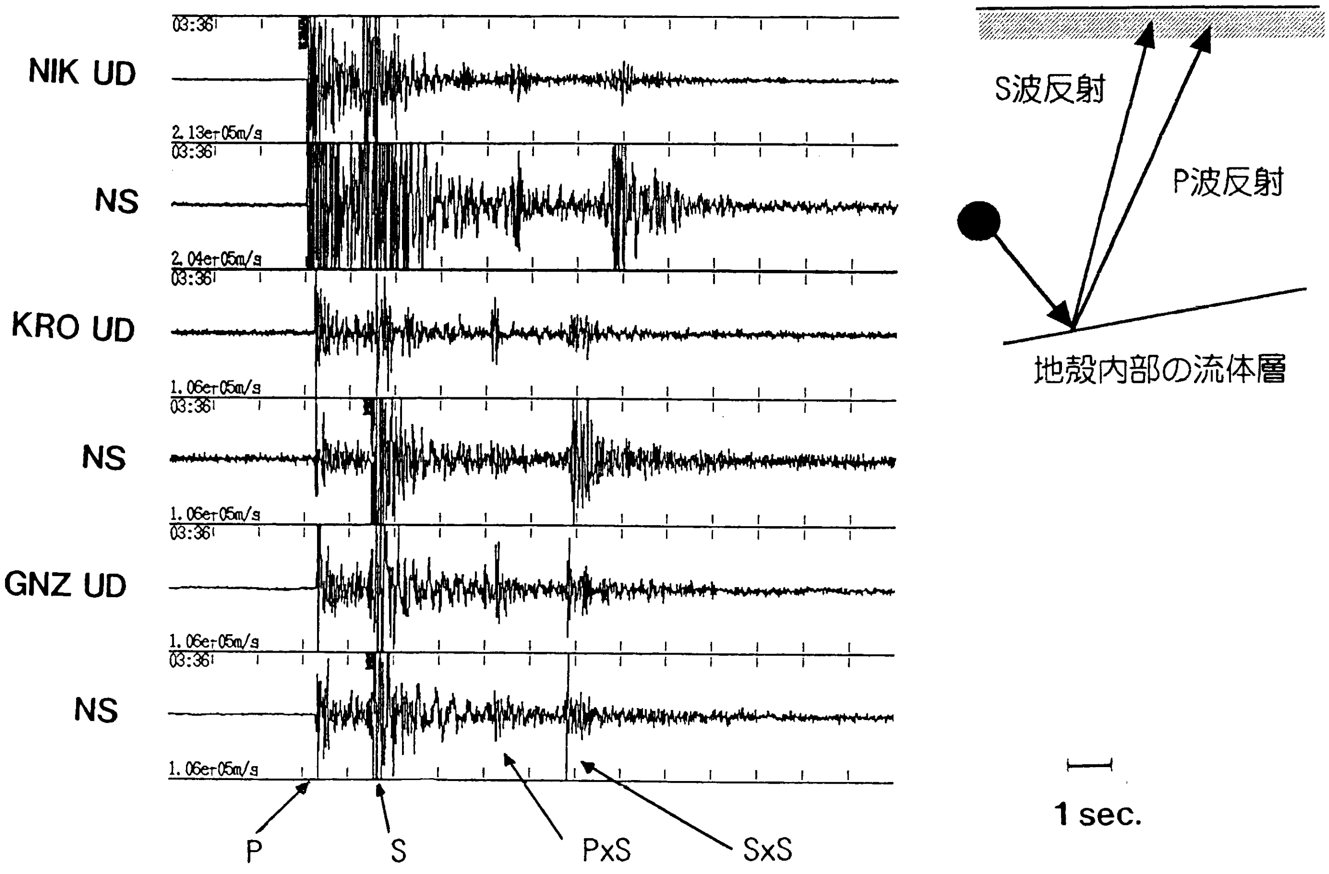


図15：栃木県西部で発生した浅い地震に見られる反射波の例（束田, 1992）。

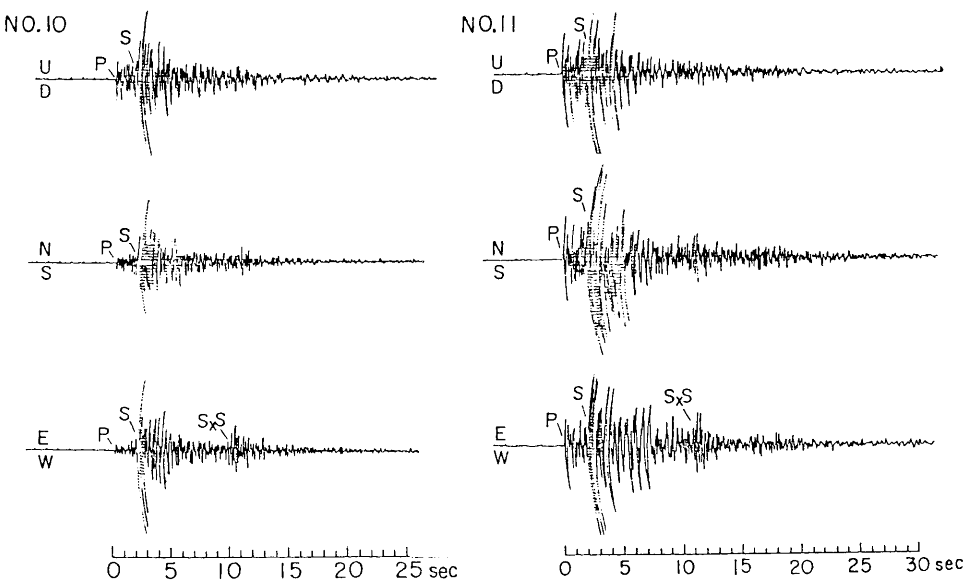


図16：和歌山で発生した浅い地震に見られるコンラッド面からの反射波(SxS)と考えられる相（Mizoue, 1971より）

☆ ヘッドウエーブ（Pn）。震央距離が100km前後よりも大きくなると、上部マントルを伝播してきた波が、地殻内部を伝播してきた直達波よりも早く観測点に到着する。これをヘッドウエーブと呼ぶ。

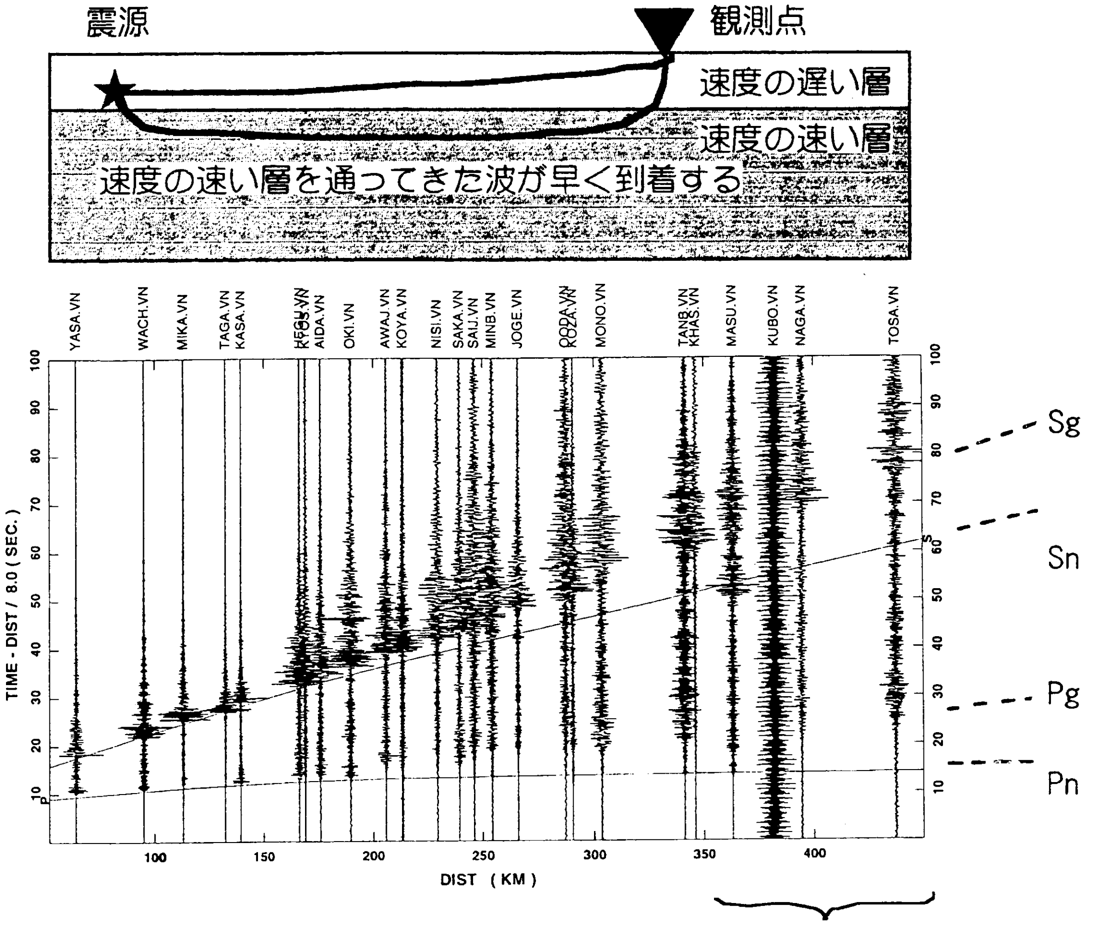


図17：波形のペーストアップ例。震央距離が150kmを越えたあたりから振幅の大きなPg相の前にPn相が到着するのがわかる。Pnの振幅は小さいのでマグニチュードが小さくなると遠くの観測点では遅れてやってきた直達波しか見えなくなる。これを検測するとO−Cは数秒遅れる。また1つの地震を2つと誤認する場合もある。

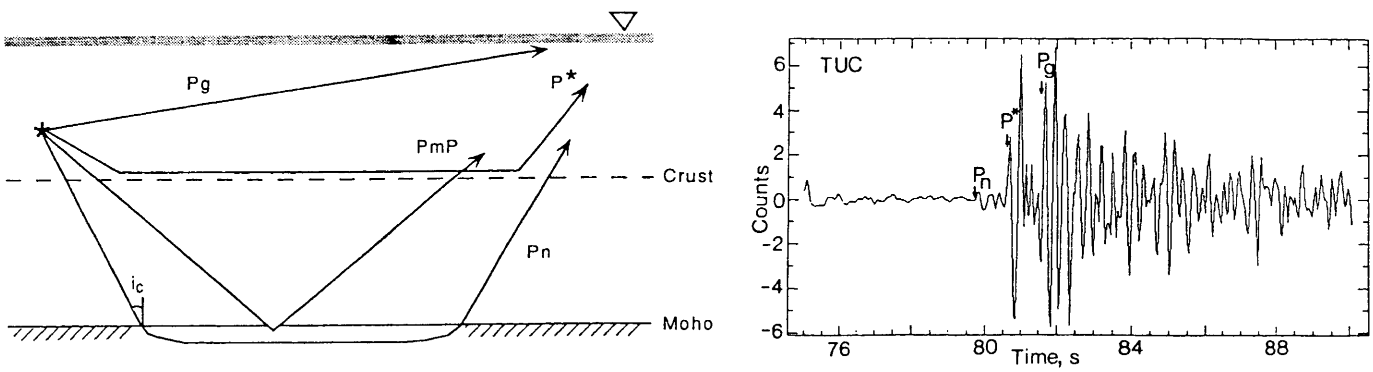


図18：ヘッドウエーブの例（Modern Global Seismology, Lay & Wallace, 1995）。

☆ T-Phase。遠地地震において海水中を伝播してきたP波（疎密波）が観測されることがある。

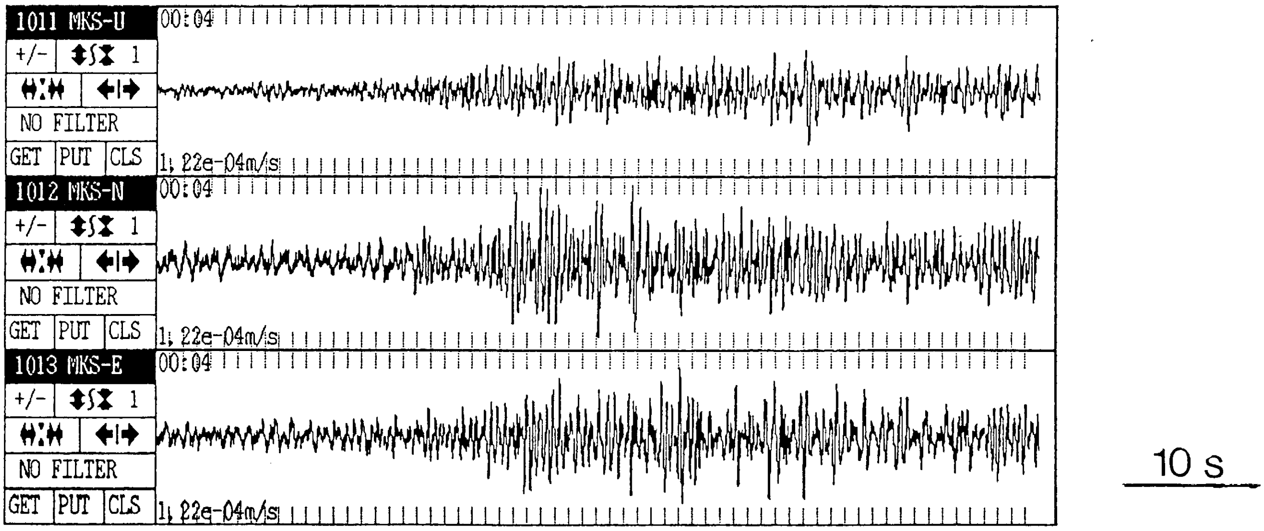


図19：T-Phaseの波形例。島嶼部や海岸沿いの観測点で見られる場合が多い（東京大学地震研究所提供）。

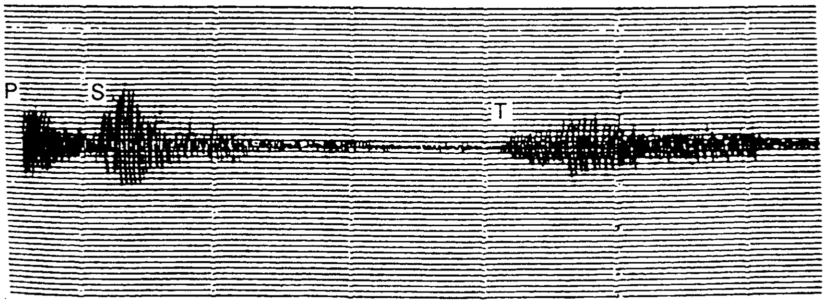


図20：T-Phaseの例（Modern Global Seismology, Lay & Wallace, 1995）。

☆ 発震機構と観測点の位置関係による相の出現と消失。

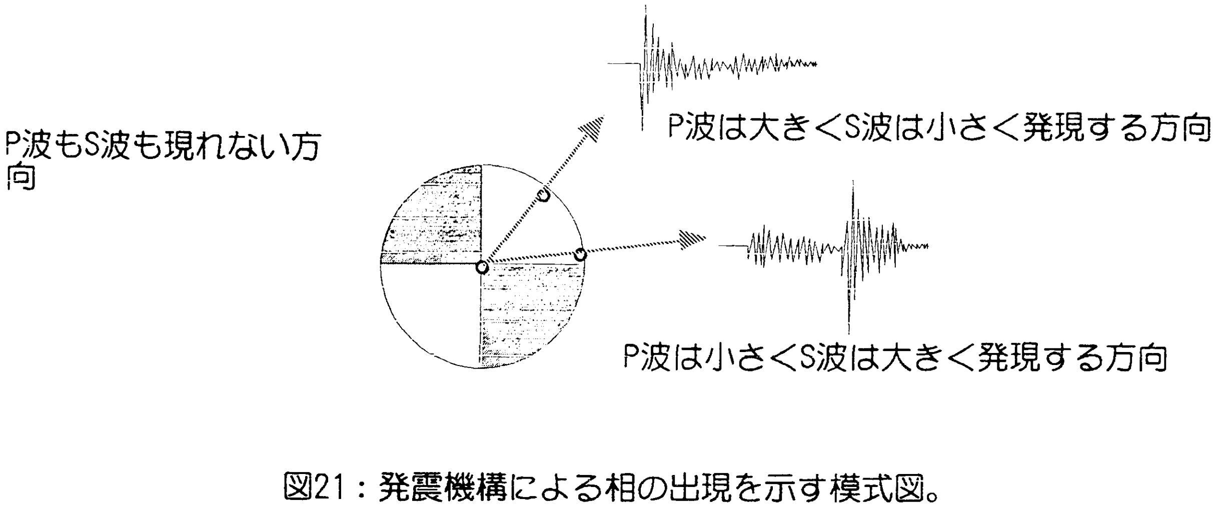


図21：発震機構による相の出現を示す模式図。

☆　複数のイベントが重なる波形例。Pn、Pgや表面波などと見誤りやすいが、波形を並べてみると、各観測点に到着する相の間隔が震央距離によらないことで区別出来る。

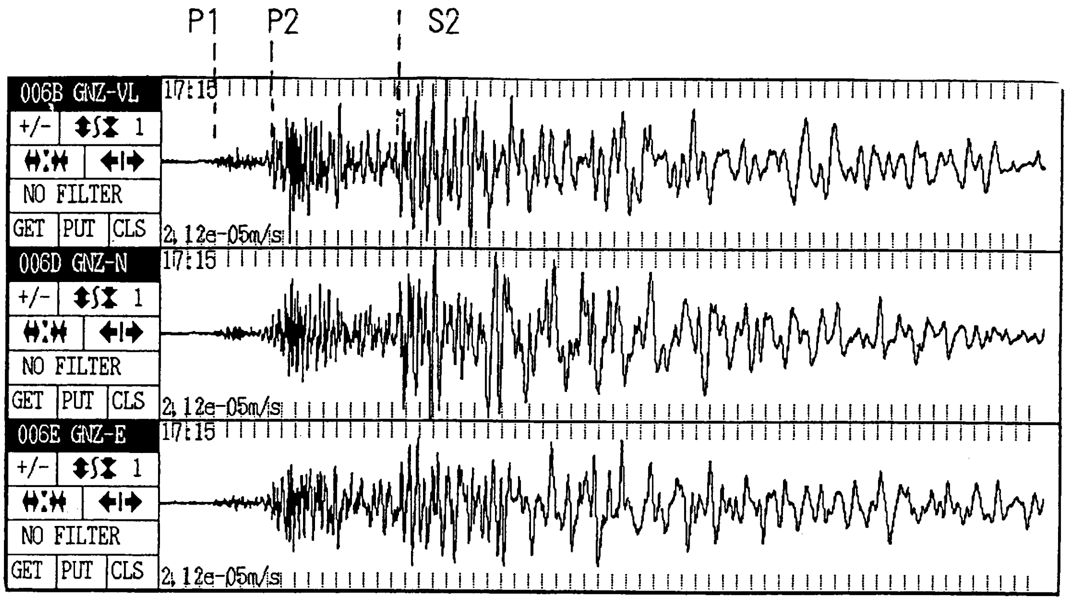


図22：二つの地震が重なっている波形例（東京大学地震研究所提供）。

☆ 遠地地震の直達波、後続波（ScSやPcPなど）。トリガのかかり具合等の場合によっては近地地震と類似した波形に見えることがある。見かけ速度が非常に速いことと、広域に観測される割には継続時間が短いなどの特徴で区別する。

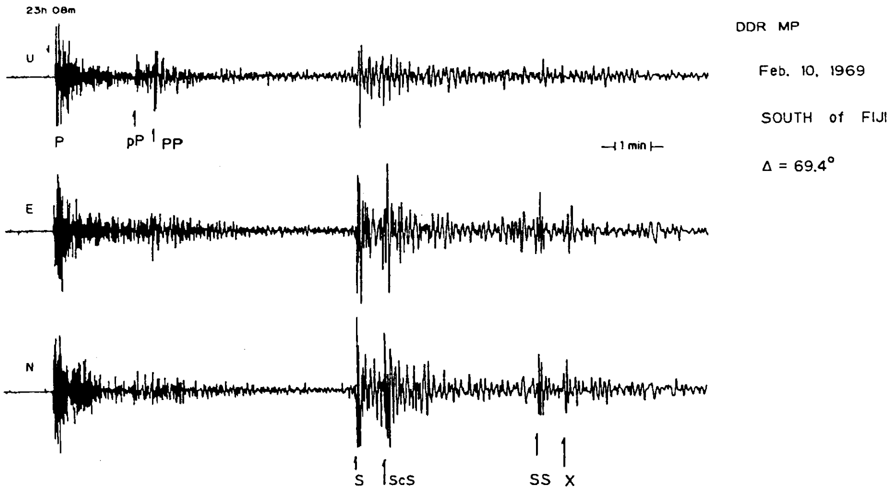


図23：遠地地震の後続波の例。波形は中周期地震計で得られたもの（Characterristic Seismograms, Tsujiura, 1988）。

☆　地殻下部で発生する低周波地震の例。短周期成分が含まれないことと、震源が30kmから40kmの深さに求められてしまうのでため、一見、遠地地震や火山性地震の波形、あるいはノイズとして誤認しやすい。なお、この地震は発生頻度が比較的少ない。

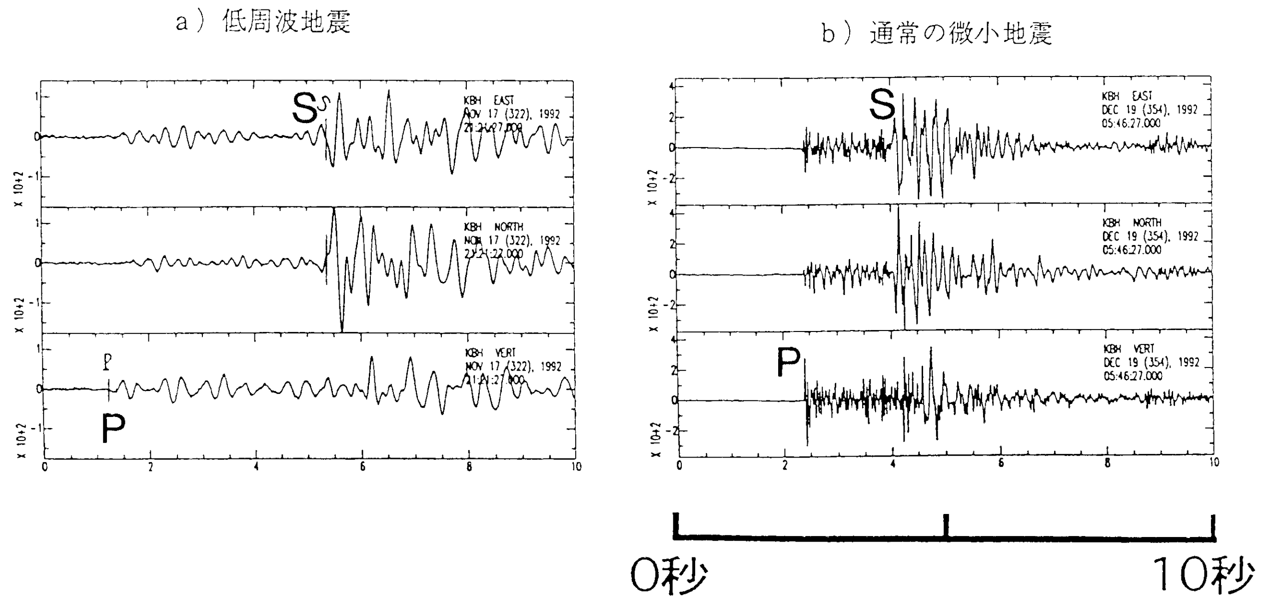


図24：低周波地震の波形例（西富，1996）。

☆ 人工地震（発破）の例。波形の特徴としては①方位によらずP波の初動がUPで観測されること、②S波が方位によらずはっきりしないこと、③波形がモノトーン（単色）であること等があげられるが、自然地震との区別はかなり難しい。震源がいつも決まった場所に決められたり、夜には発生しないことなどから区別できる場合がある。

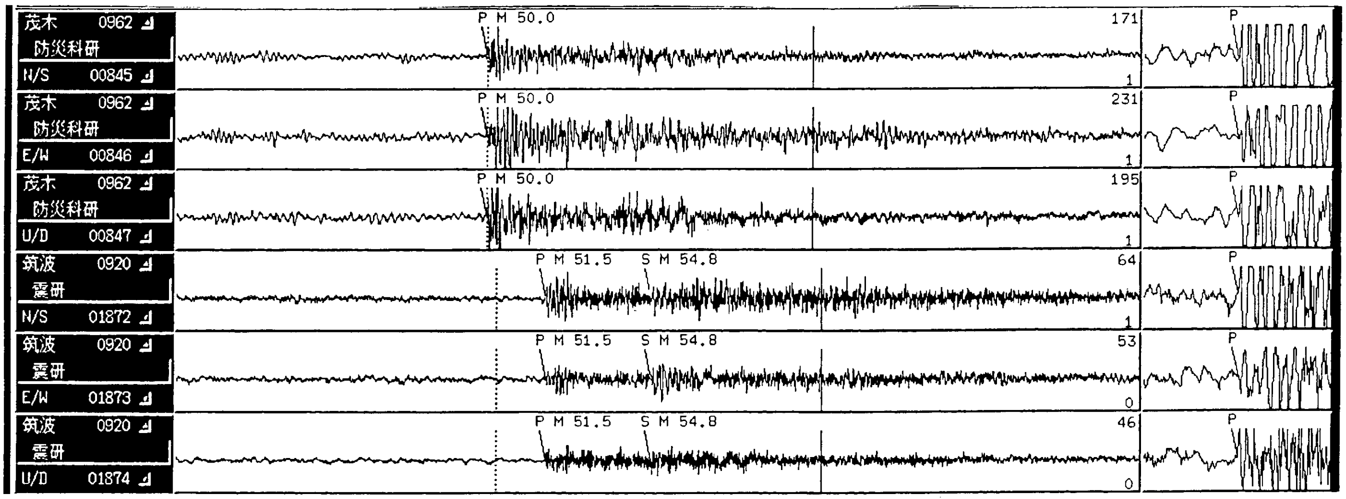


図25：人工地震の波形例。

1．4　O－Cとは何か？

さて相の誤認がなく、正しいと思われるP相とS相を我々は検測したとしましょう。ここで通常震源決定をするとO－Cが画面や紙に出力され、検測者はそれを見て自分の検測が正しいかどうかを判断します。O（Observation＝観測）とC（Calculation＝計算、つまり理論）とがあまりに大きく違っていると相の誤認があったと考えて、再検測をすることになります。しかし、いくら正しいと思われる検測をしてもO－Cは0になるわけではありません。場合によっては観測走時が理論走時よりも数秒から十数秒遅かったり早かったりすることさえあります。これは何故でしょう？

OPERATOR:　　　　　CATALOG:(K / S　FAR FIELD　NO CALCULATE　BLAST)

NO　7　1997Y　4M 30D　1H 45M 57.496S 0.062　LAT= 35 48.559　0.239　LONG= 137 29.131　0.431 DEPTH= 11　1.978　VAR= 0.0513
35.8093　137.4855　11.018　RANK=A　TABLE=83A

MAG= 1.7+/-0.07　14 0.0 0.0　***** 長野県南部　*****　4 148　MAX.AZIM.GAP OF STAT.DISTR.= 54.6DG

W NO	FLAG	ST.NAM.	ID	I K	PRIMARY	SECONDARY	N-S	AMP	E-W	AMP	U-D	AMP	IM.	P-TIME	RES	S-TIME	RES	DELTA	AZIMTH	MAG	RES
1	M	TAKANE	460	% P	01 46 01.30	.					1.96	00		3.8	0.0	.	.	19.7	13.6	2.6	0.9
2	MM	KUROKA	580	N P	01 46 02.08	S 46 05.25	0.10	01	0.12	01	0.07	01		4.6	-0.2	7.8	-0.7	25.9	206.7	1.4	-0.3
3	M	MAZE	459	% P	01 46 03.33	.					0.28	00		5.8	0.3	.	.	31.2	287.0	2.1	0.4
4	MM	ACHI	911	% P	01 46 04.94	ES 46 10.71	0.03	00	0.02	01	0.03	00		7.4	-0.1	13.2	-0.2	43.6	148.3	1.4	-0.3
5	M	ASAHI	408	% P	01 46 05.59	.					0.08	00		8.1*	-0.2	.	.	48.0	43.6	1.9	0.2
6	MM	NIUKAW	578	N P	01 46 05.67	S 46 11.33	0.17	00	0.10	00	0.05	00		8.2	-0.2	13.8	-0.9	48.4	341.6	1.7	0.0
7	M	OSHIKA	455	% P	01 46 07.68	.					0.11	01		10.2*	0.4	.	.	57.0	116.4	2.1	0.4
8	M	TAKATO	570	N ES	01 46 14.79	.	0.09	00	0.11	00	0.04	01		.	.	17.3	-0.5	59.4	82.8	1.7	0.0
9	MM	YASUOK	571	N P	01 46 07.89	ES 46 15.57	0.06	01	0.08	00	0.03	00		10.4	0.0	18.1	-0.1	60.6	145.6	1.6	-0.1
10	MM	OBARA	581	N P	01 46 08.53	S 46 16.45	0.11	01	0.13	01	0.02	00		11.0	0.2	19.0	-0.1	63.6	199.0	1.5	-0.2
11	M	INUYAM	451	% P	01 46 08.84	.					0.01	00		11.3*	0.1	.	.	65.7	219.2	1.2	-0.5
12	M	MIYAMA	579	N EP	01 46 09.64	.					0.01	00		12.1	0.2	.	.	70.5	260.2	1.3	-0.5
13	M	NSAKAI	569	N EP	01 46 12.17	.								14.7	0.1	.	.	86.3	39.7	.	.
14	MM	SAKUMA	370	N EP	01 46 12.44	ES 46 22.63								14.9	0.2	25.1	-0.4	87.2	157.8	.	.
15	MM	HARUNO	371	N EP	01 46 13.89	S 46 25.85								16.4	0.0	28.4	0.0	97.7	152.3	.	.
16	M	SHIMOB	568	N EP	01 46 15.08	.	0.03	01	0.03	00	0.02	01		17.6	0.5	.	.	101.9	109.5	1.8	0.1
17	M	MATSUS	67	G P	01 46 14.84	.					0.02	00		17.3	-0.1	.	.	104.1	38.4	1.8	0.1
18	M	KUROMA	658	N EP	01 46 15.07	.								17.6	-0.1	.	.	105.5	141.2	.	.
19	M	HAMAM2	174	N ES	01 46 27.96	.					0.02	01		.	.	30.5	-0.7	108.0	168.5	1.9	0.2
20	M	EIGENJ	661	N EP	01 46 18.49	.					0.01	03		21.0*	0.3	.	.	124.6	233.4	1.7	0.0

OMC-PLOT FROM　10KM TO　124KM　SCALE=　2KM

表1：会話検測時のO－Cの表示例

理論走時を計算をする時、我々は地下の弾性波速度構造を仮定しなければなりません。気象庁で用いられている速度構造は83Aと呼ばれるものです（浜田、1984）。この速度構造は日本列島の地下の平均的な速度構造を仮定したものです。図26に示したマンガで説明すると、83Aは地球を地殻、マントル、核の3層構造で考えたものよりも地表付近で細かい層構造を与えて作られています。

しかし、現実には日本列島の直下には周囲より弾性波速度が速いプレートが沈み込んでいますし、地表付近には弾性波速度の遅い軟弱な堆積層や岩石が細かく破砕された層、あるいは火山直下のマグマ溜りなど弾性波速度が大きく変化する微細な構造が存在します。83Aではこのような地殻内部の微細な構造までは考慮されていませんから、プレートを長く伝播してきた走時は理論走時よりも早くなるし、火山体直下を伝播してきた走時は理論走時よりも遅くなるなどの現象はあって当然なのです。

つまり我々は理論走時を検測の指標として用いる際、その計算結果が日本列島直下の平

均的な速度構造を現わしているものとしてその能力と限界をよく理解し、O－Cを正しく利用することが必要となります（もちろん今後、日本直下の地下構造が微細に解明され、完璧？な理論走時計算が可能になればO－Cは全て0になる日もくるかもしれませんが、当分は無理でしょう）。模式的な図で示すと次のようになります。

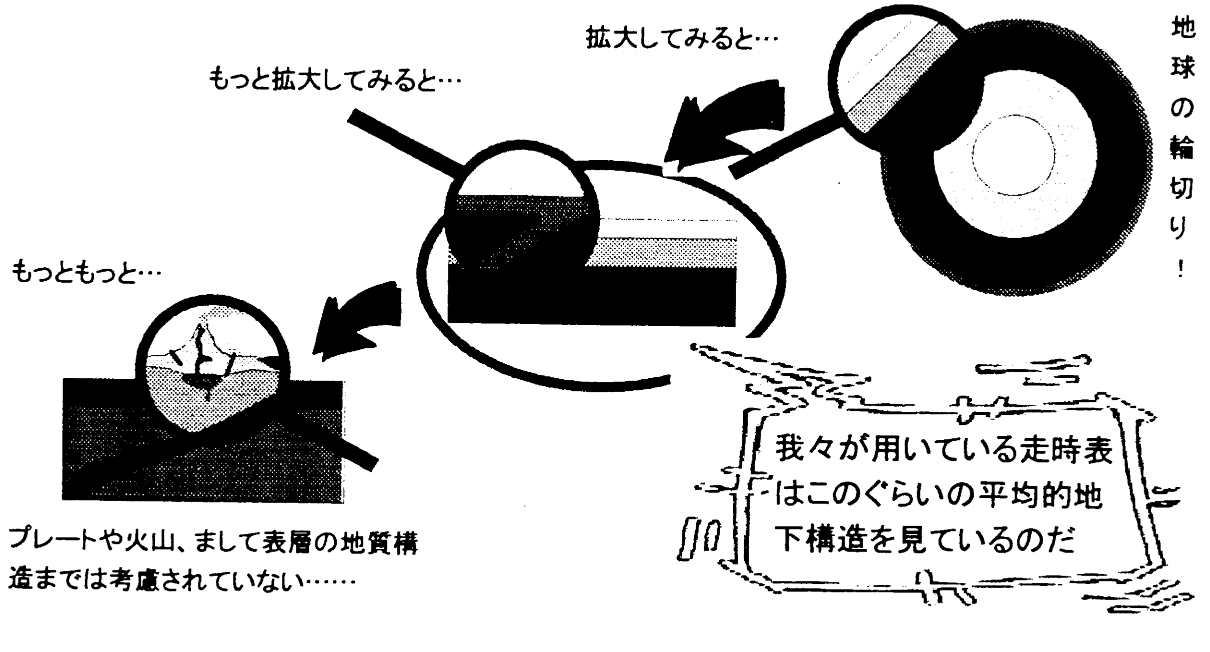


図26：我々の用いている走時表はどのスケールまで地下構造を表現しているのか？

以上のことから。O－Cを見るときには次のようなことに留意してください。

☆ 理論走時にあわせて相を検測してはいけない。検測はあくまでも相が到着したところを読む。逆に理論走時の周辺で相を探さなければならないような波形状況なら、なるべく検測を避ける。極端な話をすれば理論走時の位置を検測すればO－Cを全て0にすることも可能である。しかし、このような検測は現状の走時表を用いる限り無意味である。

☆ 周辺の観測点よりも理由もなく1点だけ早かったり遅かったりするのは要注意。値が大きくても小さくても系統的な傾向が見られればさほど気にする必要はない。例えばプレートを通ってきたところは早く出るとか、火山地帯を通ってきたものは遅いとかの場合である。逆に系統的な傾向があるものの中で、比較的O－Cが小さい点も注意。

☆ 普段見ているO－Cと違う値が出たら要注意。相の誤認、相の検測はあっているが別イベントの場合、あるいは設定するパラメータの打ち込みミスなどが考えられる。

☆ 普段と違ってO－Cがあまりにバラつく場合、検測値の中にウソが混じっていることがある。震源が一見精度良く求められているような場合でも、観測点を数点に限定して決めてみると、ウソをついている検測値、つまり明らかにO－Cが外れている観測点がわかる場合がある。

☆ 検測点数が比較的少数のとき、あまりにO－Cが大きく出る観測点は、震源計算に悪影響を与える可能性があるので除いてもよい（後述）。

以上、検測についてのポイントを書いてきました。これらの基準は日頃から班同士、あるいは管区同士で話し合いを行って基準を統一することが大切です。また、依然として未知の現象は存在しますから、検測作業中にそのような波形にであったときには、記載をしたり簡単な調査をして見てください。

1．5 最大振幅と周期

検測には震源を精度良く求めるためのP波とS波の検測をするという作業とは別に、波形の最大振幅を検測するという重要な作業があります。最大振幅の検測は、マグニチュードの計算を目的として行いますが、正しいマグニチュードを算出するためには、注目している地震によって起こった地動の最大振幅を検測しなければなりません。マグニチュードの計算に関しては後程触れることにして、ここでは最大振幅の検測上の注意を例示します。

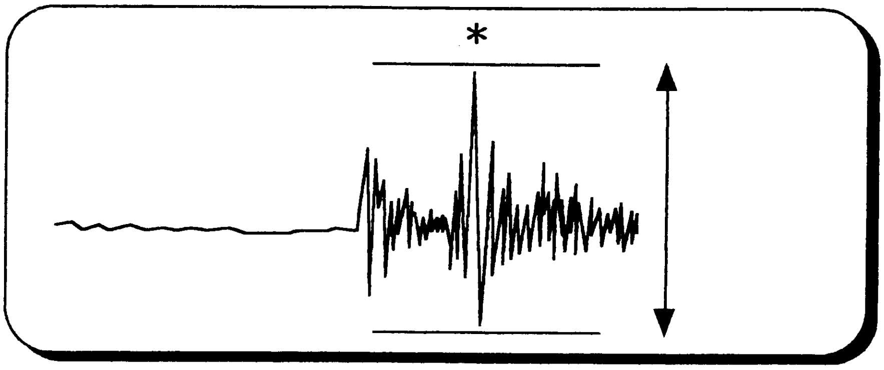
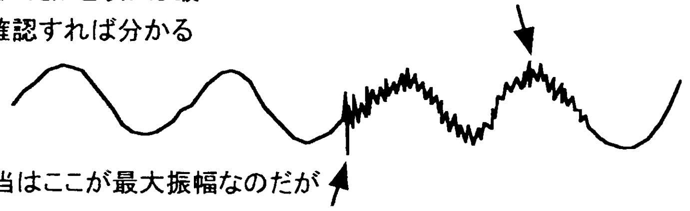


図27：最大振幅の検測

① 小さな地震のとき、地動の定常的なノイズの上に地震波形が重なっていて、地動ノイズの振幅をとってしまう。これは変位波形の振幅をとる場合や脈動（海が荒れている時など）が大きいときなどに見られます。



★ この場合どうしても目的とする位置で最大振幅が取れないときには読まない。

図28：最大振幅を誤って取る例(1)

② 検測したいイベントとは別のイベントの最大振幅をとってしまう。

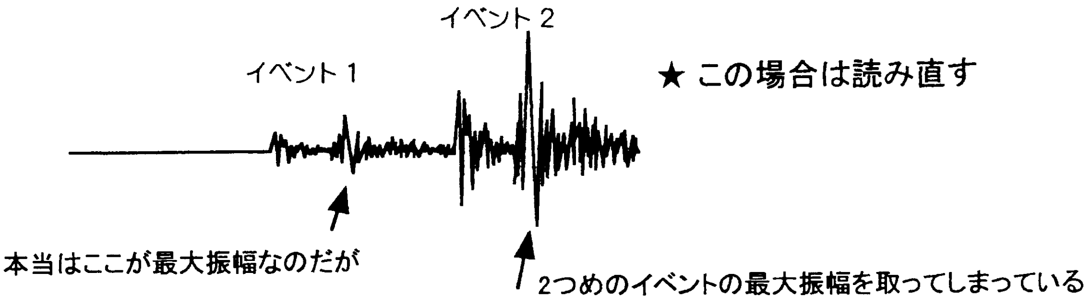


図29：最大振幅を誤って取る例(2)

③ 地動ノイズ、や機器ノイズをとってしまう。

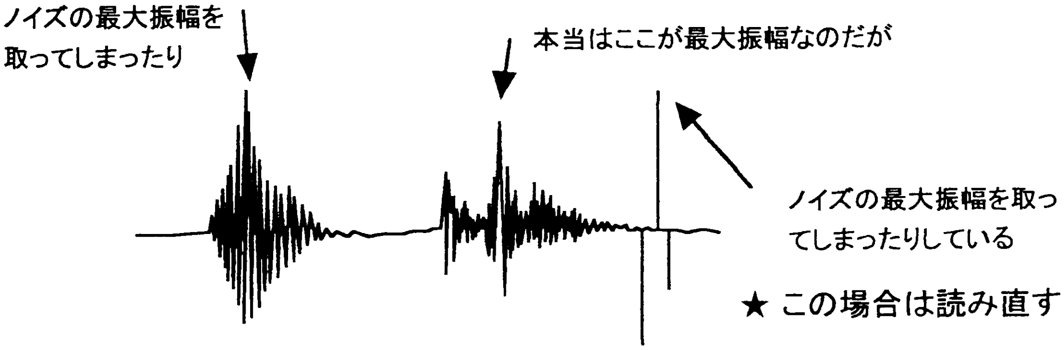


図30：最大振幅を誤って取る例(3)

①②③のような検測は行わないように十分気をつけてください。マニュアルの会話検測ではこのような間違いはあまりないと思われますが、最大振幅の自動検測では比較的多く発生します。このような誤りは出来る限り見つけ出して修正して下さい。注目している地震とは時間的に離れて自動検測値が残っている場合もありますので気をつけてください。なお、変位波形の最大振幅を検測するときにはフィルターの周期選択を1イベントで固定してください。

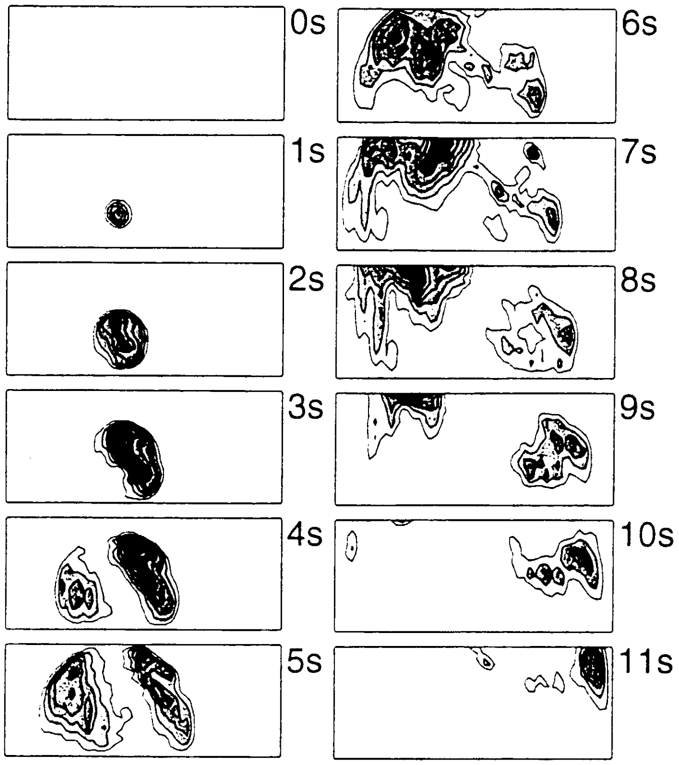
２章　震源計算

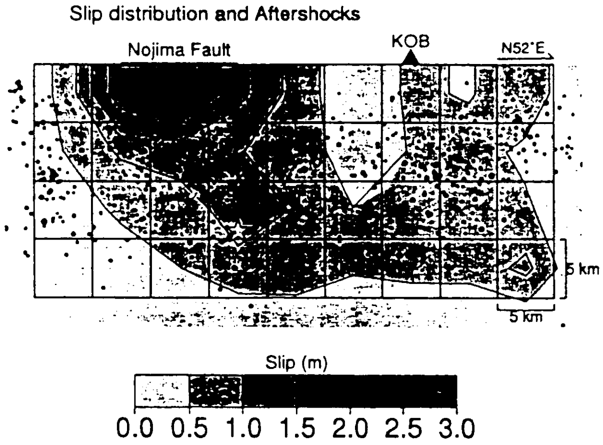
２．１ 震源とは何だろう？

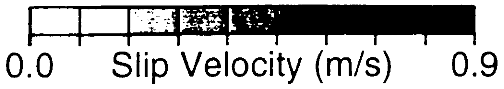
「震源」という言葉は、時と場合に応じて様々な意味合いで用いられます。例えば、地表に現れた断層を指したり、ディスプレイに表示された×印だったり、テレビの地震情報で発表される地名だったりします。厳密には「震源」とは「地震の破壊が始まった1点」を指す言葉ですが、一般的には漠然としたある領域をイメージすることが多いようです。

我々が日常行うP相、S相の検測と震源決定計算は、この「地震の破壊が始まった1点」を計算によって求める作業です。ですからこの節では、この意味において震源を求めるということを簡単に述べます。

破壊伝播の様子

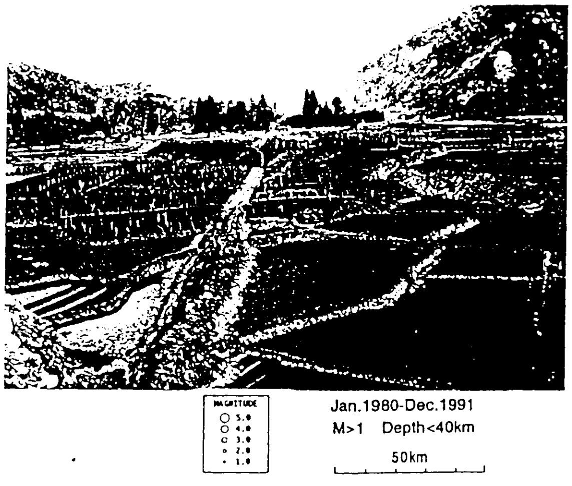






◎ 0-3 s　震源近傍の破壊（北東へ）
◎ 3-9 s　淡路島側の破壊（上方へ）
◎ 6-10 s　神戸側の破壊（断続的）

図31：兵庫県南部地震の断層上で破壊が進行する様子（Ide et. al., 1995より）。各スナップショットの左側が淡路島側。右側が神戸側。KOBは神戸海洋気象台の位置を、実線は地表に現れた野島断層を示す最近は、地震波形を詳しく解析することによって「ある長さと幅を持った断層面の一点から破壊が始まり、別の地点に向かってある速度で破壊が進行する」という震源断層モデルが作られるようにようになっている。つまり従来の地震波の発生源は点であるという震源のイメージよりも具体的な形で地震の破壊過程が解明されるようになってきている。



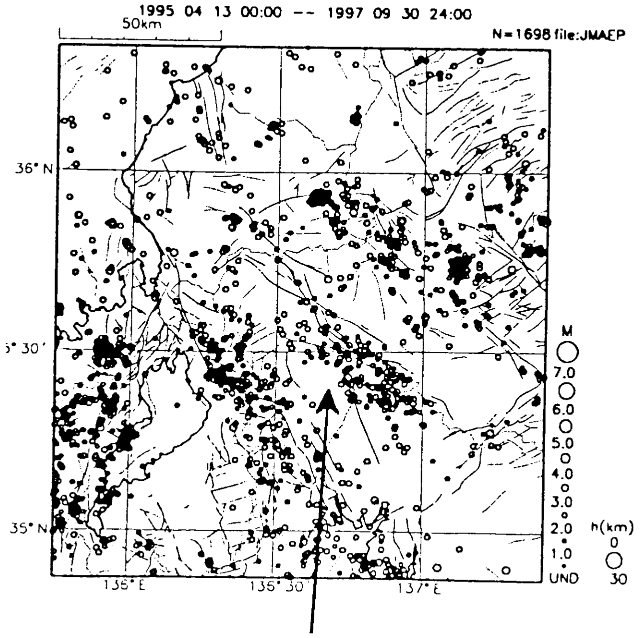


図32：　左）1891年濃尾地震の時、地表に現れた震源断層（根尾谷（水鳥）断層）。
　　　　右）現在の余震活動を示した図。

2．2 震源計算法の実際

震源決定は日常画面上でメニューを選ぶだけという場合が多く、原理を学ぶ機会はなかなかありません。震源計算の原理を一言で述べると「震源位置を少しづつ変えながら、地震波が震源から観測点に到達するまでに理論的にかかるはずの時間（理論走時）と観測した地震波の発現時（観測走時）を最も良く満たす場所を探すために、連立１次方程式をくり返し解く」ことです。

ただ、実際に用いられている震源計算のプログラムを学ぼうとすると、方程式を解く部分ばかりでなく、理論走時を計算するところや高度補正や地球の球面の影響の補正をするところ、あるいは方程式を解く反復計算を収束させるためのさまざまな工夫等が組み入れられ、アルゴリズムが複雑で解読の途中「矢尽き刀折れて...」しまうことも少なくありません。本節では詳しく述べませんが、原理の解説は補足として載せましたので、式を追うことによって理解したい人はそちらを参照してください。

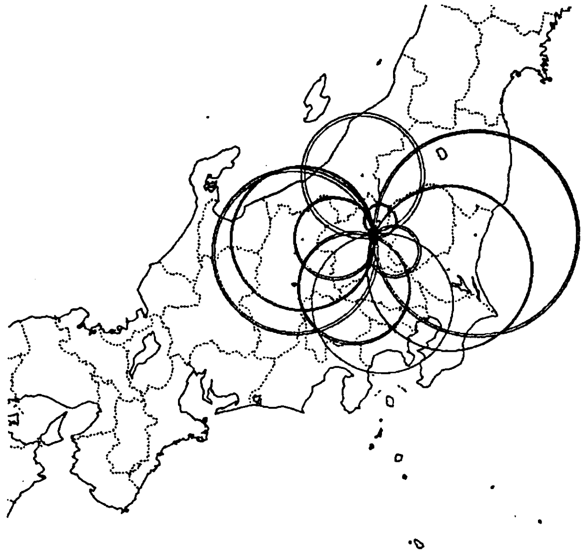


図33：求められる震央は、各観測点からのS-P時間の定数倍の円の共通弦の交点。逆に言えば交点の地点が観測された地震波の到着時を最も良く満たす震央となる。

2．3 震源計算をする上で留意する点

コンピュータがそこら中に繁殖する以前は、我々はコンパスでS－P時間にある値をかけた長さを半径とする円を書き、その共通弦の交点を震央としていました。コンピュータの中でも、基本的には同様の原理で計算が行われています。ただここで重要になってくるのは用いる観測点が3点どころでは無いという点です。検測した観測点を全て用いて計算するわけではありませんが、それでも20～30点程度あることは珍しいことではありません。

そこで思い出していただきたいのは、昔、理科の実験で書いた比例のグラフです。測定値が２つしかない時にはその間を結びましたが、測定値が増えると「すべての測定値から同じぐらい離れたところを通るように直線を引く」といわれたような覚えがありませんか？あれは最小二乗法を利用した最も簡単な解析の例でした。最小二乗法とは「観測値と理論値とのずれ（残差）の２乗の和を最小にするモデルを求める」というものです。2次元の場合を図示すると次のようになります。

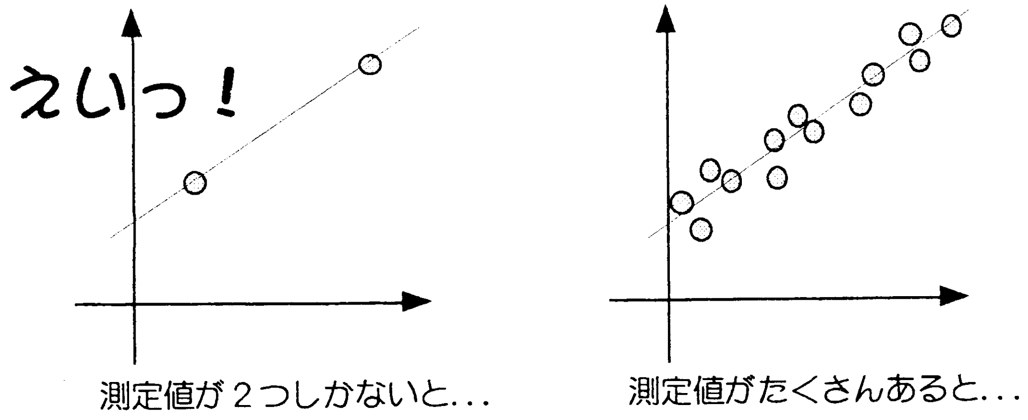


図34：最小二乗法の原理を模式的に示した図。

最小二乗法は元々初期値は真値に近く、また測定値は想定したモデルを大きく逸脱したものではないという仮定の元で方程式を解きます。実際の震源決定では、検測が正しく行われているか、また、観測走時は理論走時と大きな差がないかどうかということが主に問題となりますから、ここでは後者の場合を具体的に考えてみましょう。

図35を見てください。右の2つは検測する観測点を選ぶ際に不適切な選び方を直感的に示したものです。

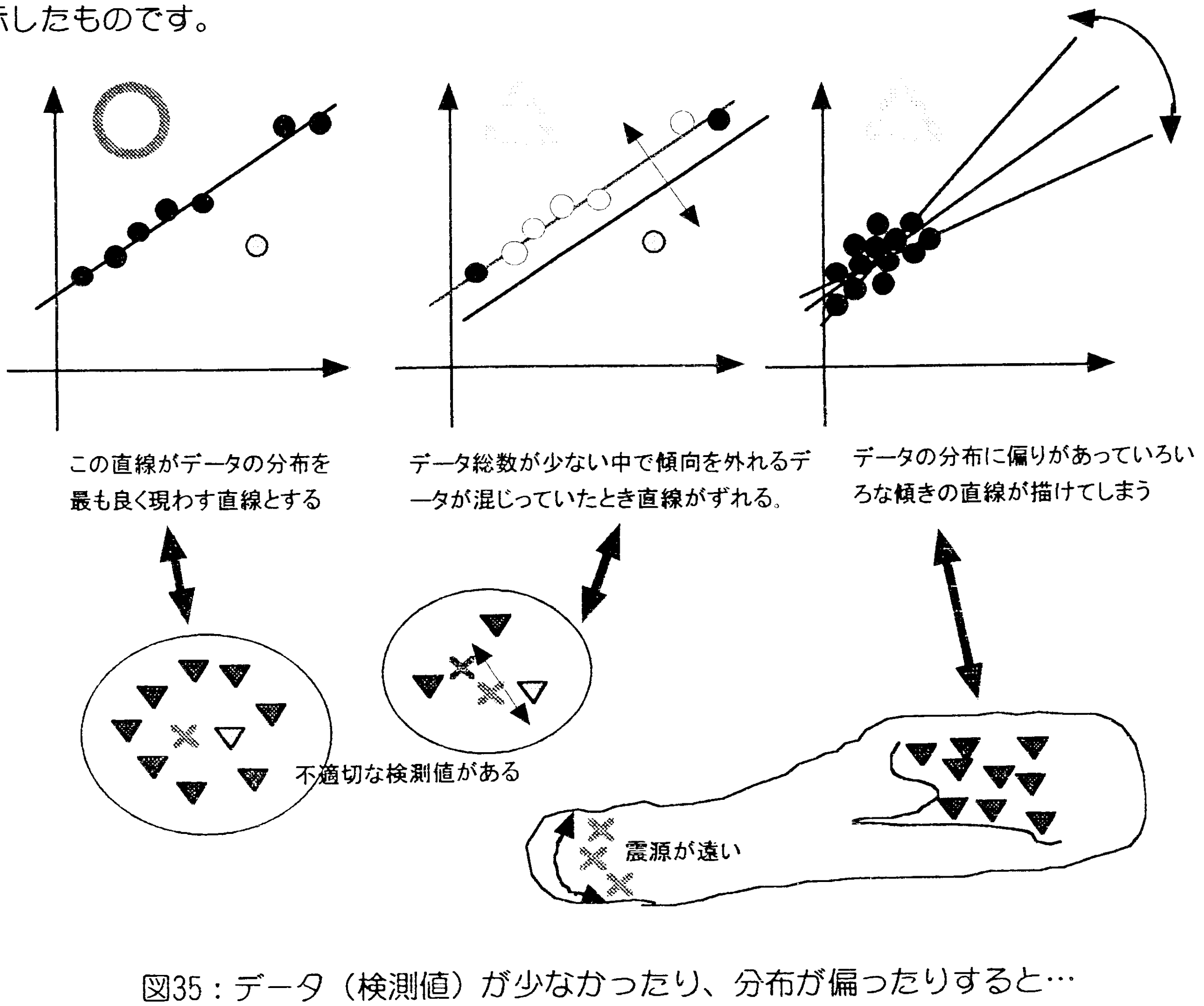


図35：データ（検測値）が少なかったり、分布が偏ったりすると…

図35の左の図は直線の傾き（求めるべき答えを示す）はおおよそデータの分布に沿って

います。一つだけ直線から離れたデータがありますが、この場合ほとんどのデータがある傾向をもって並んでいるため、このデータは他のデータと傾向が違うということが容易に判別出来ます。これは1つだけ検測を誤った等のとき、O-Cが大きく求められてしまう場合に該当する例です。この場合検測値の修正は比較的容易でしょう。真ん中の図は左の図とデータの分布は同じですが、何らかの理由でデータが少なかった場合です。この時、直線は3つのデータの真ん中を通すように引くので、本来の求めたい解とは異なるものが得られてしまいます。島嶼部などやむをえない場合を除き、4点7要素以上検測値があることが望ましい、あるいは群発地震の際、観測点を限定することが良く行われますが、これはこのようなばらつきを防ぐためです。一方、右の図はデータは多くあるけれども、分布が偏っているためどのような直線でも引けることになってしまう場合です。これは震源が陸から離れた海域の場合、あるいは深発地震の検測で見られるでしょう。

実際の震源を求める場合、多次元の最小二乗法を解くことになりますのでこのようなイメージ化は容易ではありませんが、2次元の例から類推して、検測、計算時には次のような点に注意して下さい。

1）あまりに大きなO-Cを持つような観測点は、検測数が少ないときには選択しない。
2）なるべく震央を囲むように検測する観測点を選択する。
3）内陸の場合、検測する観測点がある方向にだけ極端に多く存在するような選択の仕方はしない。
4）震源計算のたびごとに震源位置が変化するような場合には、検測値（データ）に力がないと考えて、ＯＫ登録にはしない。

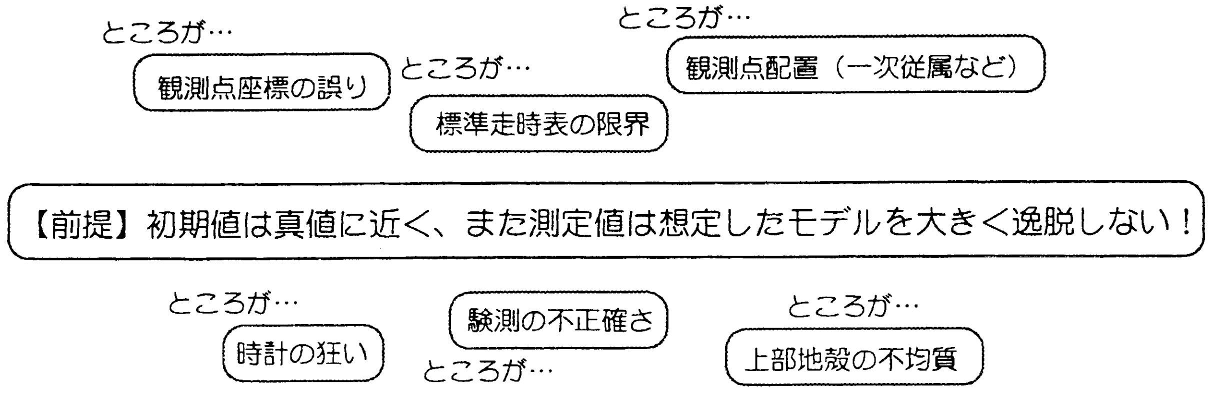


図36：震源要素を信じられないものにする様々なワケ

現在の技術と科学的知識では通常の震源決定作業で得られる震源には、検測ミスばかりでなく、以上述べてきたような観測点の選択の仕方や、用いている走時表の限界等が原因で計算結果に誤差が含まれているという暗黙の了解があります。この章の始めにも述べましたが、検測作業と震源決定作業は本来独立したものです。しかし同時に両者が深く関連していることも我々は知っています。震源決定のボタンさえ押せば正確な震源が求められるものでは必ずしもないことも頭の片隅に置いておいて、より正確な震源位置を求めるための検測作業を心がけてください。

2．4 震源を求める意味

我々は震源から何を知ることが出来るのかについて整理してみます。検測者は「P波、S波の検測値」という観測量から震源計算をすることによって震源要素（＝震源の位置、深さ、震源時）、つまりこの地震がいつどこで起こったかを知ることが出来ます。震源位置が分かれば、最大振幅からマグニチュードの計算や地震波の伝播経路、さらには地震波が通ってきた地下の速度構造などについての情報を得ることが出来ます。さらに、多くの震源を求めることによってある領域で発生する「地震活動」の様々な特徴を把握することが可能です。

・震源要素	発生場所、発生時間。→ 変わりダネとしては地下核実験探知 マグニチュード、発震機構を求めるための基礎データ
・震源分布	活断層やプレートなどの地学的境界、地震帯・地震活動域の把握
・地震発生回数	群発地震活動の消長や余震活動の減衰、地震の解放エネルギーの積算
・震源の時空間分布	震源の移動、地震の発生間隔（周期性）、応力場変化 → 地震活動の空白域や静穏化を反映するといわれている
・M頻度分布	地殻の不均質度（＝破砕度）
・O－C	平均的な弾性波速度構造からのずれ（走時異常）。

このように震源を求めるということは、地震に関するさまざまな情報を得るための最も基本的な解析作業の一つです。次に、これらの震源決定作業を通して、最近わかってきたことをいくつか紹介します。

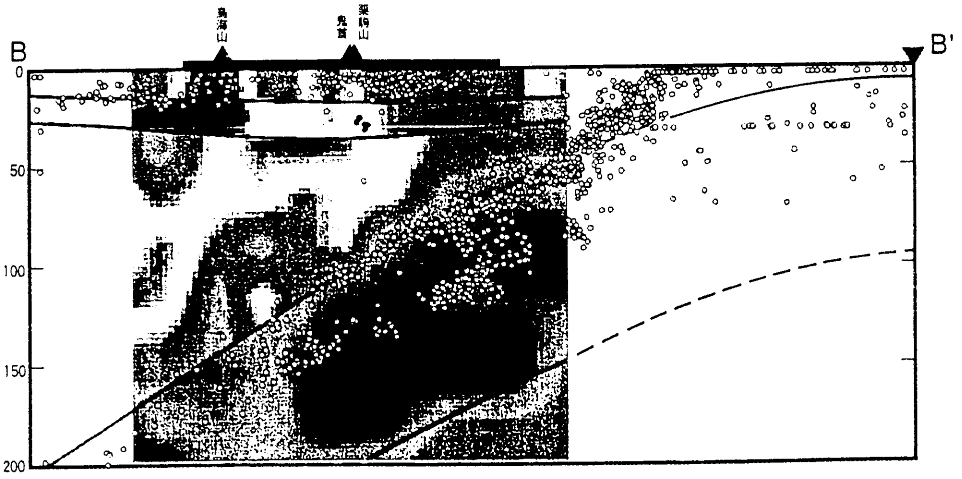


図37：東北地方の地震活動と断面図（地震予知観測の成果：国土地理院、1994）。震源分布と地下の弾性波速度構造を重ねて描いたもの。火山の直下では弾性波速度が周辺より遅くなっていること、地震は上部地殻と沈み込むプレートの上面（細かく見るとさらに２重に分かれている）でほとんど発生していることが分かる。

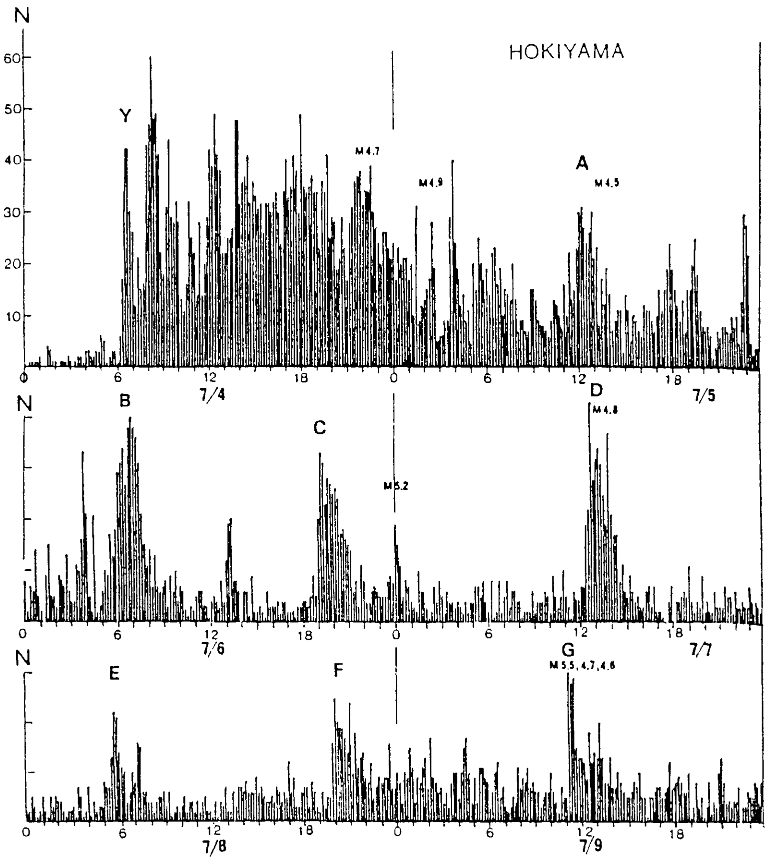


図38：伊豆半島東方沖の地震回数。群発地震の活動状態が分かる。活動周期解析などが行われている（地震予知連絡会会報）。

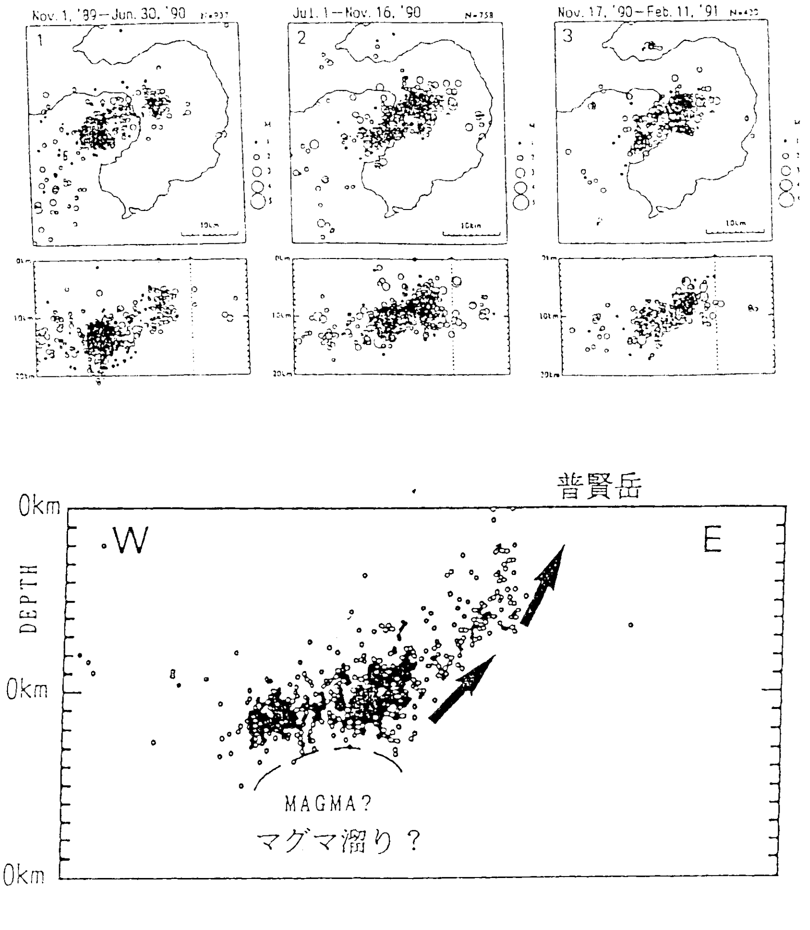


図39：雲仙普賢岳噴火にいたるまでの震源移動（地震予知観測の成果：国土地理院、1994）。マグマの上昇に伴うと考えられる震源移動が見られる。

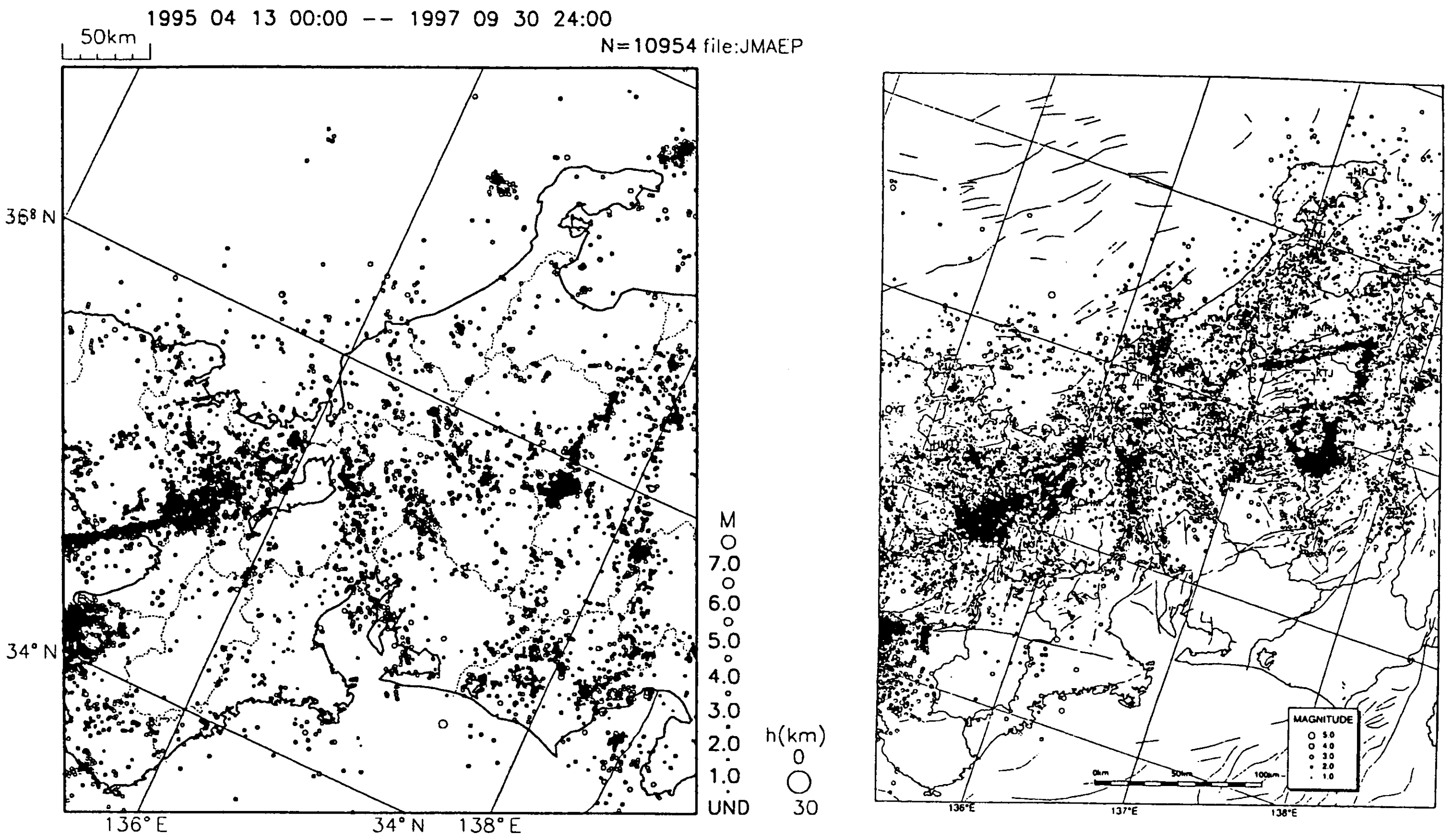


図40：中部日本の活断層と震源分布。微小地震活動が活断層沿いに発生しているところがある。左が気象庁の震源分布図。右が京都大学防災研究所の震源分布図（地震予知観測の成果：国土地理院、1994）。

2．5 震源の誤差評価

次に震源の誤差評価のについて述べます。前節までに、震源１つを求めるということはどういうことかということを述べてきました。震源を一つ求めるにもこれほど努力するものですから、得られた震源要素は大切に思えて仕方がないものです。震源分布図を見て「ホレボレするなぁ」とニヤニヤしている人も少なからずいるわけです。大切に思うのは結構ですが、大切に思うあまりに求められた震源の精度をめぐって「こっちの震源が正しいっ！」論争が起こります。例えば計算した機関が違っていたり、データセットが違っていたり、あるいは用いている観測点が違っていたりすると、同一の地震で震源が２つも３つもあるということが珍しくありません。また誤差によって生じた線状の震源分布図を見て、断層沿いの地震か人工的な誤りかを判断するのに困ったりします。いったい自分の求めた震源要素はどのように評価したら良いのでしょうか？

会話検測では震源決定時に震源時と緯度、経度、深さに対する誤差がそれぞれの解の隣に表示されます。この数値は不確かさを持つと考えられる検測値によって計算された結果について「推定される誤差」であって、震源要素の絶対的な誤差を示しているものではありません。例えば北緯36度30分±1分、東経136度30分±2分、深さ10km±2kmの位置に震源が求められた時、震源は解として求められた場所から南北に±1分、東西に±2分、深さ方向に±2kmの楕円（回転楕円体？）の領域の中にあると考えますが、これらの誤差の値は絶対的な意味は持ちません。

ただ、もちろんこの「推定される誤差」が小さくなることは望ましいことです。不適切な検測を行ったときには、これらの誤差は普段その領域で発生している地震の震源の誤差よりは大きくなります。観測点の位置の分布が望ましくない場合、例えば海岸線に沿う観測点しか選ばなかった場合などに、緯度経度どちらかの誤差だけが不自然に大きくなることもあって適切な検測を行うための目安となるからです。

簡単に言えば、この誤差は0-Cの値と同様、無理に0に近づける必要はないけれども、正しい検測に基づいて小さい値になるのが望ましいと考えてください。

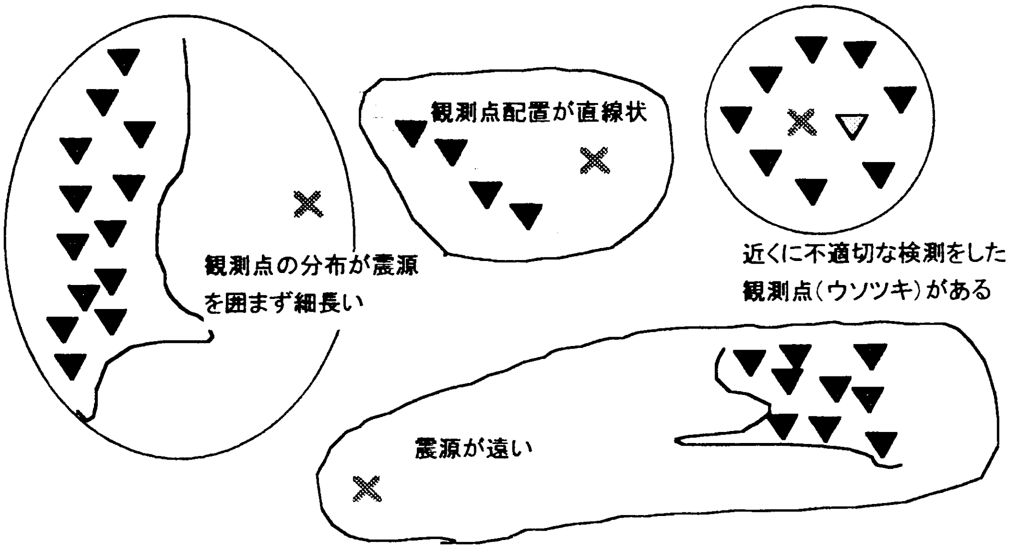


図41：このような場合、発震時・緯度・経度・深さの誤差が大きくなる傾向がある。

2．6 マグニチュード

マグニチュードの計算は震源決定作業とは本来全く別個に行われている作業です。マグニチュードは震源位置が求められてから算出されるものだからです。そもそもマグニチュードは、ある標準的な地震計に現れた地動の最大振幅と震央距離の関係式から得られる数値です。したがって1.5節で述べたように最大振幅を誤った場所で検測したり、パラメータを間違えていたりすると正しいマグニチュードを求められなくなってしまいます。

現在気象庁で用いられているM_{JMA}は、Gutenberg(1945)によって提唱されたM_S（表面波マグニチュード）にあうように係数や定数を決めたものです。

★ 震源の深さが60km（現在暫定的に90km）よりも浅い場合。

① 速度型地震計の最大振幅に適用する式

$$速度型地震計の式\ M = \log A_Z + 1.64 \log \Delta - \alpha \qquad (\Delta \leq 700km)$$

② 加速度型地震計を積分した変位波形の最大振幅に適用する式

$$坪井の式\ M = \frac{1}{2} \log (A_N{}^2 + A_E{}^2) + 1.73 \log \Delta - 0.83$$

★ 震源の深さが60km（現在暫定的に90km）よりも深い場合。

勝又の式 $M = \frac{1}{2}\log(A_N{}^2 + A_E{}^2) + K(\Delta, H)$

★ もともとのGutenberg(1945)によるマグニチュード計算式

$$M_s = \log A_H + 1.656 \log \Delta + 1.818 + C$$

なおここで、

H： 震源の深さ (km)
Δ： 震央距離 (km)
α： 定数。
EMT型、および$E93$型地震計は 0.22、
$EMT76$型地震計、および海底地震計は 0.44、
K： 震源の深さ距離によって決まる定数
A_N, A_E： $D93$型および強震計で観測された水平動成分
(南北動、東西動) 記録の最大振幅 (単位は$\mu m = 10^{-6}m$)
A_Z： EMT型、$EMT76$型、$E93$型、および海底地震計で観測された上下動成分記録の最大振幅 (単位は $mkine = 10^{-5}m/s$)
A_H： 周期約 20 秒の表面波水平動成分の最大振幅 (単位は$\mu m = 10^{-6}m$)。
C： 観測点毎に経験的に決められる定数

ここで面白いのは、マグニチュードはそもそも「ある観測点で求められる数値」なのですが、我々が普段マグニチュードとして扱っているのは各観測点で求められたマグニチュードを平均したものであることです。これは地震波の振幅は震央距離ばかりではなく、方位角、つまり震源に対して観測点がどの方向にあるかということ、さらに、どのような断層運動があったか、地震波がどのような領域を通ってきたか、あるいは地震計がどのような特性の地表においてあるかなど、非常に多くの条件に左右されるものだからです。簡単に言えば、これらの諸条件をなるべく多くの観測点を使ってならしてしまおうという考え方のもとで求められる数値がマグニチュードなのです。

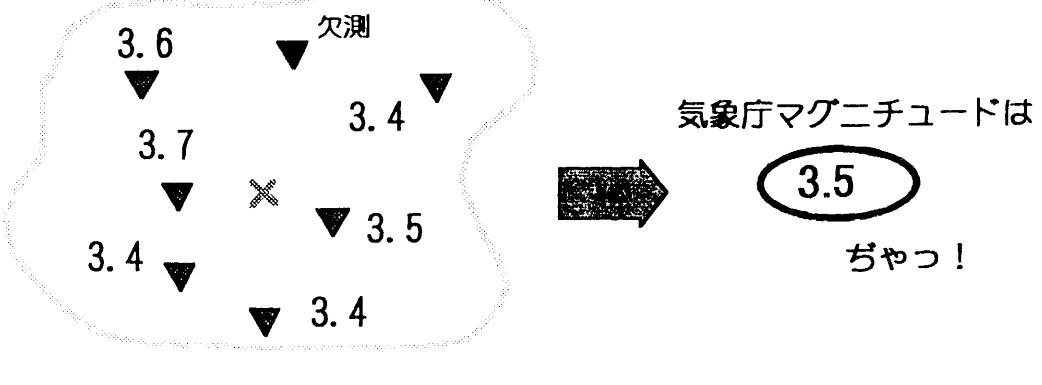


図42：マグニチュードは各観測点で求められた値の平均値。

３章　登録基準

３．１ 全国統一の基準

震源計算が終わると、我々は震源・検測値をファイルに登録します。従来この検測値は本庁に伝送、全国分をマージした後、震源再計算を行ってから「ある登録基準」のもとに月報に記載されていました。つまり各地方中枢でＯＫや参考登録のフラグをつけたとしても、データ処理係があらためてフラグを付け直していたわけです。これは各地方中枢間で極端な登録基準の差を作らないというメリットがありましたが、群発地震や余震の震源決定において経験的に得られる観測点選択のノウハウや、地方中枢独自の基準を考慮しない仕組みになっていました。

一元化処理では、本庁での検測値単位でのマージ・震源再計算は基本的には行われません。したがって各地方中枢での登録が気象庁の最終的な震源・検測値の登録となります。

ただこの際、前述のように各地方中枢間で極端な登録基準の差が出来てしまう、つまり各地方中枢での登録基準がバラバラだと、データを公開する場合に「気象庁の震源」の評価を統一的に行えなくなってしまうことが考えられます。例えば、ある中枢の境界を越えた途端地震数が極端に減ったり、あるいは精度が悪くなったりすると地震活動の推移の監視や、後の調査・研究などで不都合が生じることになってしまいます。このため、我々は「最低限度の全国統一の登録基準」を設けておく必要があります。

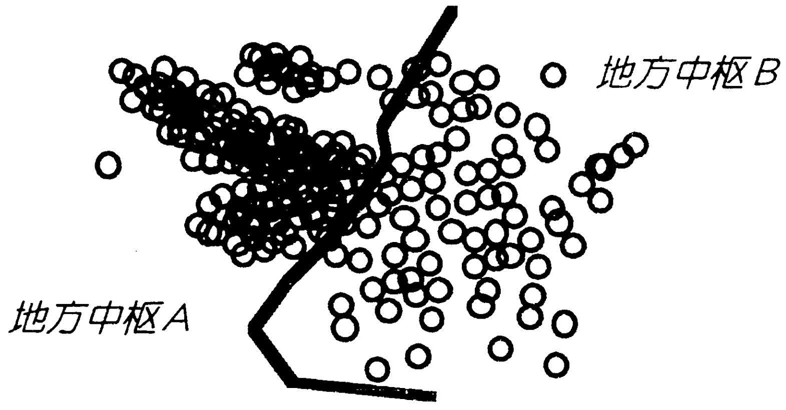


図43：分担する境界を越えると、ああっ...

ところで気象庁では検測者が震源を登録する際に、従来「ＯＫ（Ｋ）」「参考（Ｓ）」「発破（Ｂ）」「遠地」「未計算」の5種類の登録の仕方をしていました。この中で問題となるのは「Ｋ」「Ｓ」の区分けでしょう。例えば、現在月報処理（データ処理係）で用いられている基準を大まかに述べると、観測点・検測数が3点5要素以上の地震で観測点分布が良好、震源時の誤差が1秒未満、震源の水平誤差が5分未満で、かつ、震源が過去の地震活動と大きく矛盾しないものを「Ｋ」、観測点・検測数が3点5要素以上の地震で「Ｋ」の基準を満たさないが、震源時の誤差が1秒以上2秒未満、震源の水平誤差が5分以上10分未満のものを「Ｓ」としています（走時表が特別な領域は別基準を設けています）。

さて今回の一元化を控えて、我々は各地方中枢に意見照会をしましたが、その結果をもとに全国統一基準について議論している際に問題点にぶつかりました。それはこの登録基準には実は2つの基準が含まれていることです。１つは数値化されうる基準です。各地方中枢によってどこまで許されるかはそれぞれ異なりますが、震源の誤差がおおよそ○×分以内の地震なら「それほどおかしな検測をしていないだろうと判断する」基準です。もう１つは観測点が震源を囲むように存在して、震源も過去の経験（自己の、あるいは口伝の）から照らし合わせてそれほど矛盾はなく自信を持って登録出来る、あるいはできないという、現状ではなかなか数値化出来ない基準です。

この２つの基準は本来関連が深いものです。検測数が少ないと一見誤差は小さくなりますが、震源として採用出来ないものが求められることがありますし、逆に誤差はいつもよりやや大きめだが、観測点数も検測自体も正しいものならＯＫ登録をすることもあるでしょう。図44はもうすこし具体的に誤差の取り扱いについて示したものです。実際にはさまざまな場合が出てくると思いますが、前節でも述べたとおり、誤差はあくまでも推定される誤差ですから、震源が正しく求められているかどうかを判断する「目安」に用いてください。誤差をある基準以内にしようと検測値を増やしたり減らしたりする工夫（？）は本末転倒といえます。

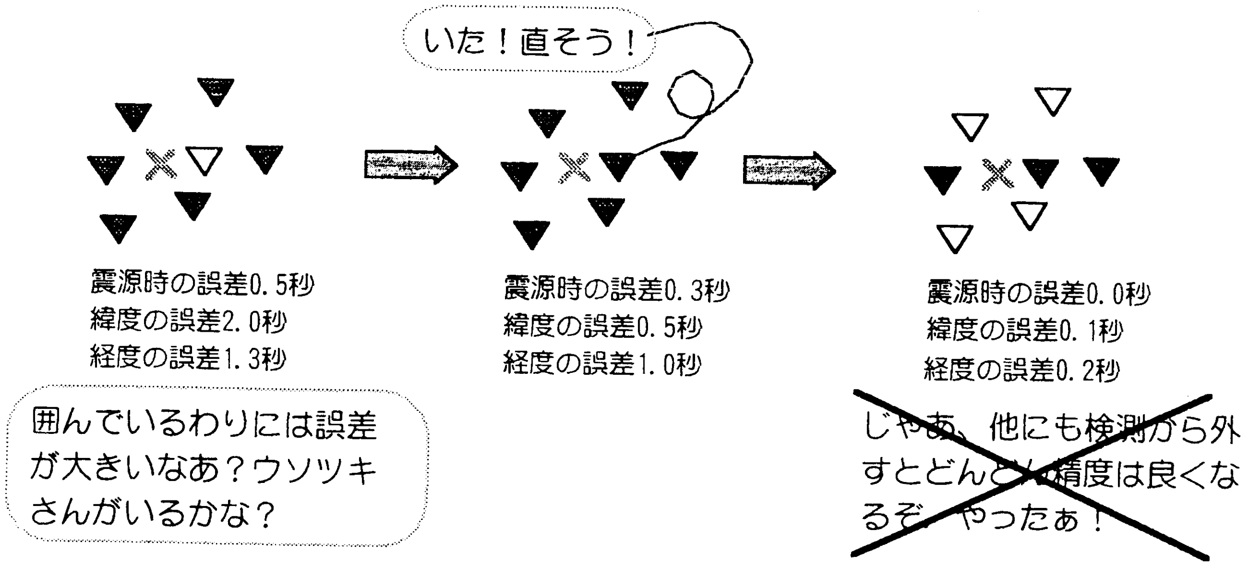


図44：誤差は小さく、しかれども意図的に小さくせず....

そこで登録基準については、まず全国統一の最低限の基準としてこれ以上精度が悪かったり、各種条件に満たなかったりするものはＯＫ登録や参考登録にしてはならないというものを次のように決めます。

1）K（OK）登録全国基準

① 数値化出来る基準

☆ 各地方中枢担当領域において少なくとも3観測点5要素（P相とS相の検測値が5つ以上）の検測が行われている。
☆ 震源時の標準誤差が1秒未満、震央位置の標準誤差が緯度、経度ともに5分未満。

② 数値化出来ない基準

☆ 震源計算の結果が安定していること（計算のたびに結果が変化するような場合はＯＫ登録にしない）。
☆ 内陸の浅発地震に関しては観測点分布が良好なこと（線上配列や偏りがないこと、観測点群と震源が遠く離れていない等）。
☆ 過去の震央分布と大きな矛盾がないこと。また震源が過去全く地震活動が起こってない場所に求められたとしても、新たな地震活動域の形成、あるいは地殻深部での低周波地震に見られるような未知の現象の可能性があるので検測時、そして検討会時には十分注意して判断する。

2）S（参考）登録全国基準

① 数値化出来る基準

☆ 各地方中枢担当領域において少なくとも3観測点5要素（P相とS相の検測値が5つ以上上）の検測が行われているもので各地方中枢のK登録の基準を満たさないもの。つまり震源時の標準誤差が1秒以上2秒未満、震央位置の標準誤差が緯度、経度ともに5分以上10分未満の範囲に入っている地震。

② 数値化出来ない基準

特に設けない。

今後は以上のような登録基準をもとに登録してください。マグニチュードや観測点の所属機関による登録基準の違いは設けません。数値化された基準のうち「3観測点5要素」、あるいは標準誤差の数値に関しては従来データ処理係で用いていた数値と変えていませんが、これは内陸部で一元化後震源決定数が減ってしまうことが懸念されるためです。今後調査の上、基準を変更する可能性があります。

なお、数値化できない登録基準に関しては、初めのうちは判断の個人差が大きいと思います。数値化されている登録基準は満たしているがＯＫのものを参考にしたい、あるいは参考のものをやめにしたいという時は検討会や隣接中枢同士の話し合いで十分に議論し、むやみに個人や班単位で基準を変化させないでください。くれぐれも「ある班（中枢）は基準が厳しくて参考が多い」「ある班（中枢）は基準が甘くてＯＫが多い」という状況にならないように留意してください。検測時、あるいは検討会の際にどの程度の標準誤差が現れたときにチェックを行うかを調べる目安として図45のような図を作って、現在までの平均的な誤差から逸脱する震源誤差が現れたときにチェックする手法もあります。

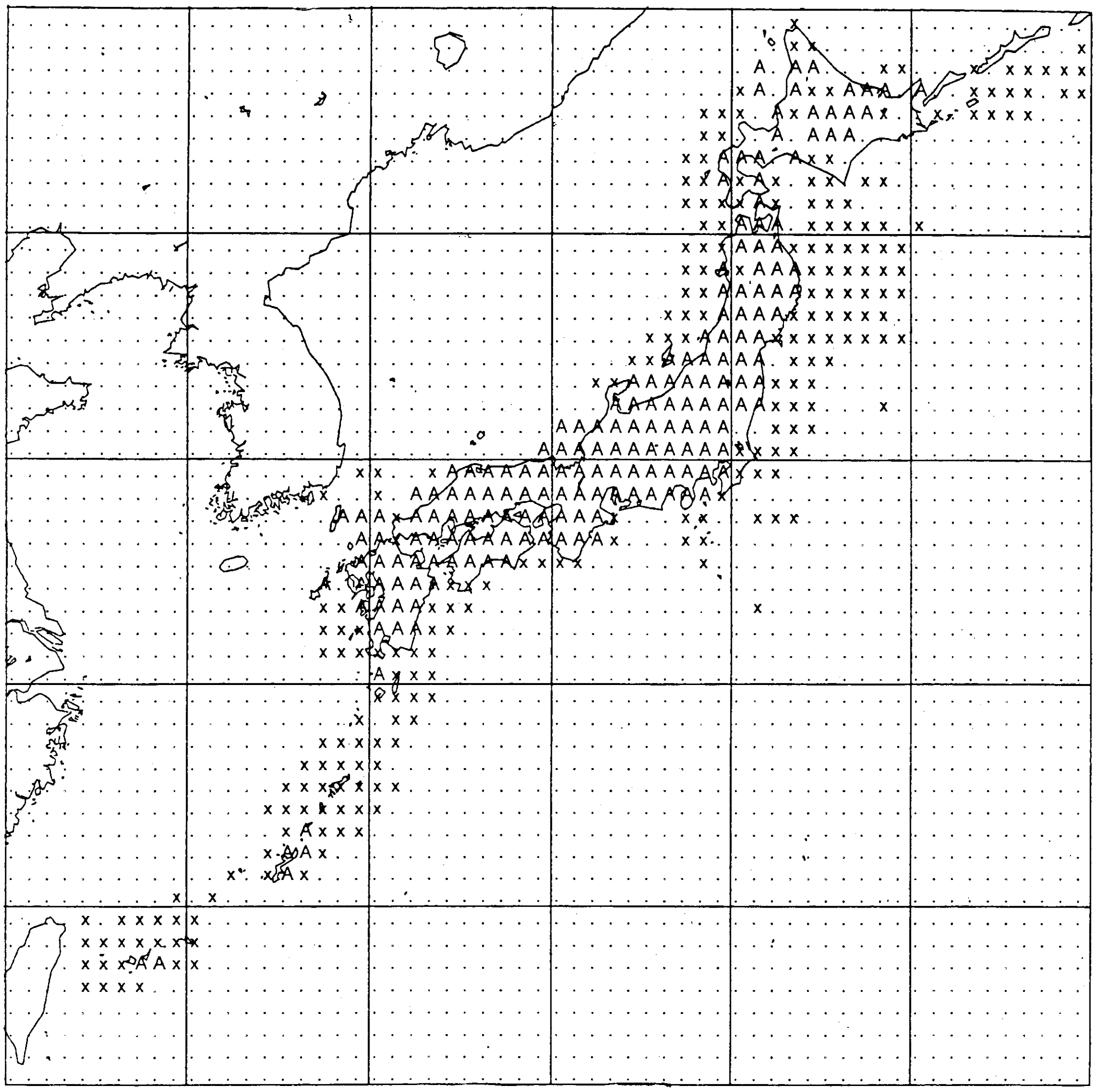


図45：ＯＫ登録する地震の誤差の目安の図。.

各地方中枢で設ける登録基準に関しては、全国いずれの地域でも上記の基準より甘いものは設定しないでください。付録に一元化業務開始時（1997/10/1）の全国登録基準の方針、各地方中枢の基準の文書を参考のため添付します。

３）発破登録

発破等の人工震源であることがあらかじめ分かるものについては登録をしません。しかし、検測をした後に発破と判明したものについては発破登録をしても構いません。発破の判断は波形の特徴から判断したり、図46のように発生する時間帯（人工地震は夜中には起きないだろうという一般的な考え）で判断したりします。１年に数回、地球科学的な観測のための発破を行う場合があります。

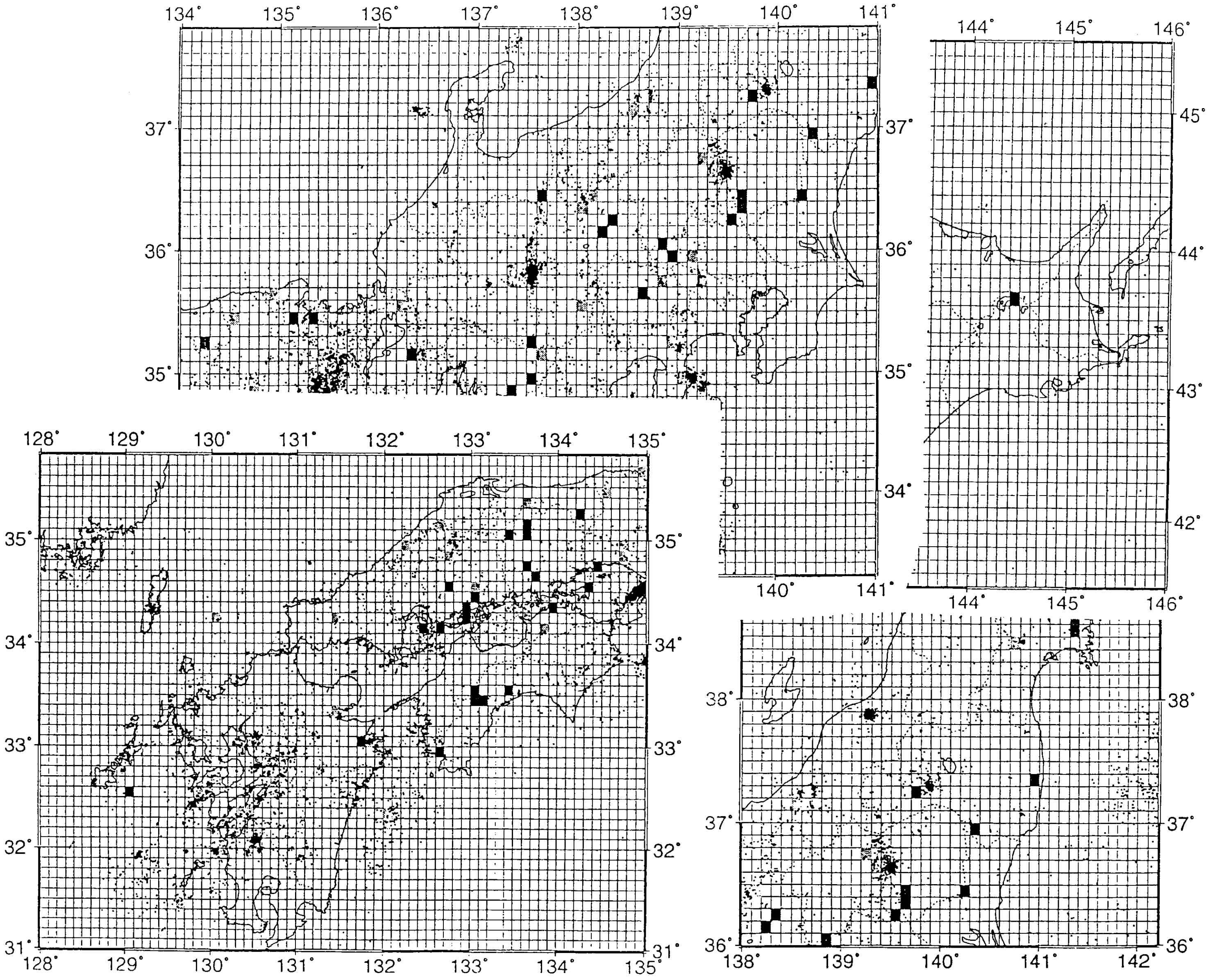


図46：昼間だけにイベント（発破と思われる）が発生している場所を示した図。

4）遠地登録

一元化処理では基本的には地方中枢での遠地地震の検測は行いません。つまり明らかに遠地地震と分かる波形の検測は行わないことになっています。但し、震源決定をしてみてやっぱり遠地地震だったという可能性もあります。遠地地震は現在まで「本邦から600km以上離れて発生する地震」という大まかな基準がありましたが、震源決定をしたときに遠地地震（FAR FIELD） と表示されるものについて遠地登録をしてください。

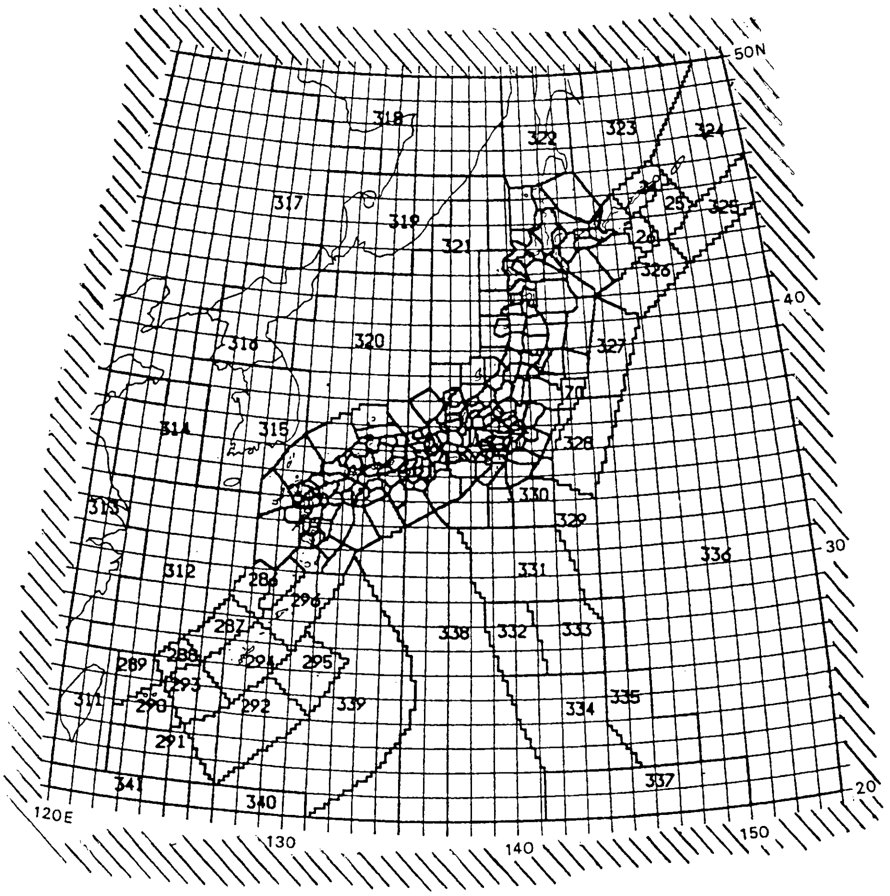


図47：遠地地震の基準（この地図の範囲外）

5）未計算登録

一元化処理では3点5要素未満の検測値しか得られない地震については検測する必要はありません。しかし明らかに各担当地方中枢で検測するべき地震なのにもかかわらず、K、S、発破、遠地登録いずれにも当てはまらない場合、例えば、沿岸から離れた地震で15地点程度の検測を行ったにもかかわらず震源決定の解が発散する（Solution divergence）場合や誤差が非常に大きい場合などには未計算登録してください。このような場合には、正しい検測をしているか、観測点の選別を工夫すると震源が決まらないかなど、検討会で議論したり、検討資料として保存するなどしてください。

（文責：束田進也）

補足２．Ａ　震源決定法の原理

今、簡単のためにＰ波の験測値だけがあるとして震源を求めてみましょう。未知の変数は破壊の開始点、つまり震源の座標（x_0、y_0、z_0）と震源時のt_0の4つです。観測量はある４観測点でのＰ波の到着時刻です。簡単のために地下の速度構造はどこまで行っても一定としましょう。するとｉ観測点（x_i、y_i、z_i）でのＰ波の到着時刻、つまり走時P_iは、

$$P_i = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V_p} \quad \cdots[1]$$

と表わせます。さらに簡単のために観測点高度を0とします（$z_i \equiv 0$）。[1]より、

$$V_p\,(P_i - t_0) = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (-z_0)^2}$$

$$(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (-z_0)^2 = V_p\,(P_i - t_0)^2 \quad \cdots[2]$$

（i番目の式）－（i+1番目の式）は

$$-2x_0(x_i - x_{i+1}) - 2y_0(y_i - y_{i+1}) + 2{V_p}^2 t_0\,(P_i - P_{i+1})$$
$$= {V_p}^2({P_i}^2 - {P_{i+1}}^2) - ({x_i}^2 - {x_{i+1}}^2) - ({y_i}^2 - {y_{i+1}}^2) \quad \cdots[3]$$

となります。これによってz_0は消去されました。また[1]と[3]を比べてみると[1]は未知数x_0、y_0、z_0、t_0について1次式になっていませんが[3]は1次式です。[3]のように2次の項やsinの項等が入っている方程式を非線型方程式といいますが、これを[3]のように1次の項の和の形に方程式を変形することを線形化するといいます。線形化すると方程式は計算機で解くのが容易になります。というのは線形化してしまえば連立1次方程式を解くだけになるからです。

$$\begin{cases} a_{11}x_0 + a_{12}y_0 + a_{13}t_0 = c_1 \\ a_{21}x_0 + a_{22}y_0 + a_{23}t_0 = c_2 \\ a_{31}x_0 + a_{32}y_0 + a_{33}t_0 = c_3 \end{cases} \quad \cdots[4]$$

ここで、

$$\begin{aligned} a_{i1} &= -2\,(x_i - x_{i+1}) \\ a_{i2} &= -2\,(y_i - y_{i+1}) \\ a_{i3} &= 2{V_p}^2\,(P_i - P_{i+1}) \\ c_i &= {V_p}^2\,({P_i}^2 - {P_{i+1}}^2) - ({x_i}^2 - {x_{i+1}}^2) - ({y_i}^2 - {y_{i+1}}^2) \end{aligned}$$

[4]は行列で書くことができてさらに単純化出来ます。まだ求められていないz_0は得られたx_0、y_0、t_0から代入して求めればよいのです。

$$\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ t_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \end{pmatrix} \quad \cdots[5]$$

以上が最も簡単な震源決定の例です。現在でも初期解を求める場合等に用いられます。さて実際の震源決定では観測点は4地点どころではなくもっと多くの点を用いています。場合によっては何百地点ということもあるでしょう。このような場合には本文中でも述べたとおり最小二乗法を利用して震源計算を行うことになります。最小二乗法とは「観測値と理論値とのずれ（残差）の２乗の和を最小にするモデルを求める」というものです。

先ほどの例を多点の観測点の場合に拡張すると方程式は、

$$\begin{cases} a_{11}x_0 + a_{12}y_0 + a_{13}t_0 = c_1 \\ a_{21}x_0 + a_{22}y_0 + a_{23}t_0 = c_2 \\ \vdots \qquad\qquad \vdots \\ a_{N-1\,1}x_0 + a_{N-1\,2}y_0 + a_{N-1\,3}t_0 = c_{N-1} \end{cases} \quad \cdots[6]$$

となります。ここで、未知数x_0、y_0、t_0の最も真に近い値をX_0、Y_0、T_0とすると両者の残差v_iは、

$$\begin{cases} v_1 = a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_1 \\ v_2 = a_{21}X_0 + a_{22}Y_0 + a_{23}T_0 - c_2 \\ \vdots \qquad\qquad \vdots \\ v_2 = a_{21}X_0 + a_{22}Y_0 + a_{N-1\,3}T_0 - c_{N-1} \end{cases} \quad \cdots[7]$$

となります。最小二乗法の原理に基づけばX_0、Y_0、T_0は、

$$v_1{}^2 + v_2{}^2 + \ldots + v_{N-1}{}^2 \rightarrow \text{最小} \quad \cdots[8]$$

という条件を満足しなければなりません。ある関数が局地を持つためには、その関数を微分した微分係数が0になる必要がありますから[8]をそれぞれX_0、Y_0、T_0で偏微分します。すると、

$$\begin{cases} \dfrac{\partial v_1{}^2}{\partial X_0} + \dfrac{\partial v_2{}^2}{\partial X_0} + \cdots + \dfrac{\partial v_{N-1}{}^2}{\partial X_0} = 0 \\ \dfrac{\partial v_1{}^2}{\partial Y_0} + \dfrac{\partial v_2{}^2}{\partial Y_0} + \cdots + \dfrac{\partial v_{N-1}{}^2}{\partial Y_0} = 0 \\ \dfrac{\partial v_1{}^2}{\partial T_0} + \dfrac{\partial v_2{}^2}{\partial T_0} + \cdots + \dfrac{\partial v_{N-1}{}^2}{\partial T_0} = 0 \end{cases} \quad \cdots[9]$$

ここで、
$$\frac{\partial {v_i}^2}{\partial X_0} = \frac{\partial {v_i}^2}{\partial v_i}\frac{\partial v_i}{\partial X_0} = 2v_i\frac{\partial v_i}{\partial X_0}$$

などから、

$$\left\{\begin{array}{llllllll} v_1\frac{\partial v_1}{\partial X_0} & + & v_2\frac{\partial v_2}{\partial X_0} & + & \ldots & + & v_{N-1}\frac{\partial v_{N-1}}{\partial X_0} & = 0 \\ v_1\frac{\partial v_1}{\partial Y_0} & + & v_2\frac{\partial v_2}{\partial Y_0} & + & \ldots & + & v_{N-1}\frac{\partial v_{N-1}}{\partial Y_0} & = 0 \\ v_1\frac{\partial v_1}{\partial T_0} & + & v_2\frac{\partial v_2}{\partial T_0} & + & \ldots & + & v_{N-1}\frac{\partial v_{N-1}}{\partial T_0} & = 0 \end{array}\right. \qquad \cdots[10]$$

ところで[7]から、

$$\begin{array}{llllll} \frac{\partial v_1}{\partial X_0} = a_{11}, & \frac{\partial v_2}{\partial X_0} = a_{21}, & \ldots, & \frac{\partial v_{N-1}}{\partial X_0} = a_{N-1\,1} \\ \frac{\partial v_1}{\partial Y_0} = a_{12}, & \frac{\partial v_2}{\partial Y_0} = a_{22}, & \ldots, & \frac{\partial v_{N-1}}{\partial Y_0} = a_{N-1\,2} \\ \frac{\partial v_1}{\partial T_0} = a_{13}, & \frac{\partial v_2}{\partial T_0} = a_{23}, & \ldots, & \frac{\partial v_{N-1}}{\partial T_0} = a_{N-1\,3} \end{array} \qquad \cdots[11]$$

と表わすことが出来ますから、これを[10] に代入して、

$$\left\{\begin{array}{llllllll} a_{11}v_1 & + & a_{21}v_2 & + & \ldots & + & a_{N-1\,1}v_{N-1} & = 0 \\ a_{12}v_1 & + & a_{22}v_2 & + & \ldots & + & a_{N-1\,2}v_{N-1} & = 0 \\ a_{13}v_1 & + & a_{23}v_2 & + & \ldots & + & a_{N-1\,3}v_{N-1} & = 0 \end{array}\right. \qquad \cdots[11]$$

さらに[11]を[7]に代入すると、

$$\left\{\begin{array}{l} a_{11}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_1) + a_{21}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_2) + \ldots = 0 \\ a_{12}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_1) + a_{22}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_2) + \ldots = 0 \\ a_{13}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_1) + a_{23}(a_{11}X_0 + a_{12}Y_0 + a_{13}T_0 - c_2) + \ldots = 0 \end{array}\right. \qquad \cdots[12]$$

となります。これをΣを使って書き直すと多少整理されて、

$$\left\{\begin{array}{llllllll} \sum_{i=1}^{N-1} {a_{i1}}^2 X_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i1}a_{i2}Y_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i1}a_{i3}T_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i1}c_i & = 0 \\ \sum_{i=1}^{N-1} a_{i2}a_{i1}X_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} {a_{i2}}^2 Y_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i2}a_{i3}T_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i2}c_i & = 0 \\ \sum_{i=1}^{N-1} a_{i3}a_{i1}X_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i3}a_{i2}Y_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} {a_{i3}}^2 T_0 & + & \sum_{i=1}^{N-1} a_{i3}c_i & = 0 \end{array}\right. \qquad \cdots[13]$$

と書くことができます。このように未知数の真値に最も近いとした変数による1次方程式のことを正規方程式と呼びます。[13]を行列を用いて書くと、

$$\begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & b_{13} \\ b_{21} & b_{22} & b_{23} \\ b_{31} & b_{32} & b_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ T_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \end{pmatrix} \quad \cdots[14]$$

ただし、

$$\begin{cases} b_{ij} = \sum_{k=1}^{N-1} a_{ki} a_{ij} \\ d_i = \sum_{k=1}^{N-1} a_{ki} c_k \end{cases} \quad \begin{pmatrix} i = 1, \ldots, 3 \\ j = 1, \ldots, 3 \end{pmatrix}$$

と書くことが出来ます。

さて以上のような例ではたまたま式の変形で線形化が可能でしたが、このようにうまく単純化出来る場合ばかりではありませんので一般には以下のような反復法と呼ばれる手法などを用いて行います。まず[1]を一般化して考えます。

$$P_i = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V_p}$$

[1]の右辺第2項はP波の理論走時(今は地震波速度がVpという一定の値をもつとしている)を示していますが、これを、

$$f_i(x_0, y_0, z_0)$$

と書くと[1]は、

$$P_i = t_0 + f_i(x_0, y_0, z_0) \quad (i = 1, \ldots, N;\ i \geq 4) \quad \cdots[15]$$

と書けます。[15]を反復法によって解いてみましょう。まず、求めたい未知数x_0、y_0、z_0、t_0について何らかの手法で最適解に近い初期値x、y、z、tを求めます。求めたいx_0、y_0、z_0、t_0はこのx、y、z、tにある修正量Δx、Δy、Δz、Δtを加えた量と考えるなら、x_0、y_0、z_0、t_0は

$$\begin{cases} x_0 = x + \Delta x \\ y_0 = y + \Delta y \\ z_0 = z + \Delta z \\ t_0 = t + \Delta t \end{cases} \quad \cdots[16]$$

と書けます。[15][16]より、

$$\begin{aligned} P_i &= t_0 + \Delta t + f_i(x_0 + \Delta x, y_0 + \Delta y, z_0 + \Delta z) \\ &= t_0 + \Delta t + f_i(x, y, z) + \frac{\partial f_i}{\partial x}\Delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y}\Delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z}\Delta z + O \end{aligned}$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial x}\Delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y}\Delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z}\Delta z + \Delta t = P_i - t - f_i(x, y, z) \qquad \cdots[17]$$

ただしここで、

$$\left(f(x+\Delta x) = f(x) + \Delta x'(x) + \frac{\Delta x^2}{2!}f''(x) + \frac{\Delta x^3}{3!}f'''(x) + \ldots\right)$$

例えば今、地下の地震波速度構造を半無限構造とすれば、

$$f_i(x_0, y_0, z_0) = \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V_p}$$

ですから、

$$\frac{\partial}{\partial x}f_i(x_0, y_0, z_0) = \frac{1}{V_P}(x_i - x_0)\frac{1}{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}$$

となります。同様に $\frac{\partial f_i}{\partial y}$ 、$\frac{\partial f_i}{\partial z}$ も求められますから[17]の左辺は具体的に表わすことが出来ます。

[17]は線形化されていますので[4]と同様に解くことが出来てΔx、Δy、Δz、Δtを求めることが出来ます。ここで（x+Δx）、（y+Δy）、（z+Δz）、（t+Δt）が最適解に近づいたもののまだ十分に収束していない場合にはこれを[16]の初期値x、y、z、tに置き換えて以上の計算を繰り返します。これが反復法です。

また[17]の左辺を d_i とおくと、

$$d_i = P_i - \{t + f_i(x_0, y_0, z_0)\} \qquad \cdots[18]$$

と書けます。これは観測走時と理論走時との差ですから[18]は走時残差と呼ばれます。解が十分収束したかどうかは Σd_i^2 が十分に小さくなったかどうかで判定します。[17]も正規方程式まで変形して解くことが出来ます。実際の数値計算では解の安定性やデータの特質などから、必ずしも正規方程式まで変形しなくても最小二乗解が求められる手法が開発されています。

以上が震源決定計算の原理です。大切なことは求める問題を線形化して連立方程式を解くことと、未知数の数以上のデータがあった場合には最小二乗法を用いて震源要素を求めることです。今回は地下の地震波速度構造が一定として説明しましたが、実際には深くなるほど地震波速度が速くなる多層構造を用います。そのため走時はあらかじめ計算しておいた走時表を用いたり、レイトレーシングと呼ばれる手法を用いて計算されたりします。さらに地球は球体ですから、震源距離が大きくなれば距離の計算に球面三角法を用いなければならず、計算はより複雑になります。

補足２．Ｂ　登録基準に関する文書（97/10/1）

平成９年９月３０日
地震火山部

登録基準について

１ 基本的方針
　登録基準（以下、「基準」という。）は、
　「検測マニュアル」の２５～３０ページ（６月の地震情報官会議に提示）に基づくとともに、
　「震源の全国登録基準を決定するための基礎資料について（報告）」（97．7．14版）を参考にする。

２ 概要
（１）基本的考え方
　ア　本庁は、標準的な「基準」（以下、「標準基準」という。）を提示。本庁は、「標準基準」に基づいて地方中枢としての「基準」（以下、「東管基準」という。）を策定。
　イ　「標準基準」及び「東管基準」を踏まえ、地方中枢で使用する「基準」は、各地方中枢が策定。全国で共有。必要に応じて本庁が調整、特に管区境界では整合させる。また、「基準」とする「誤差」の数値については、今後の震源決定精度の実情を踏まえつつ再度検討することとする。
　ウ　「基準」は、可能な限り単純化。
　エ　「基準」は可能な限り数値化。数値化できない「基準」は、各地方中枢で検討会を通じて設定。
　オ　ＬＬ地域の「基準」は、中枢毎に検討し、本庁と調整。
　カ　震源が内陸（以下、「特定領域」という。）となる地震についての「基準」は、地域毎個別に検討。原則として「標準基準」より厳しく。その際、他中枢との境界領域のものは、関係中枢間で調整し、全国で共有。
　キ　数値化できない「基準」については、震源の決まらない地震の検測及び登録、並びにＸ相の検測との関わりの中で考える。また、検討会においては、どのような時に、基準を超えるような解になるのか具体例を踏まえて検討。「厳しくした基準内におさめるためにＯ－Ｃの大きい観測点を計算から外す」ということのないようにする。
　　なお、数値化できない「基準」に関係している事項として、次のようなものが考えられる。
　　①決定された震源を、その決定に利用した観測点が取り囲んでいない場合。特に観測点が線状に配置している時は、標準偏差の極小が２ヶ所以上あることが多い。
　　②過去の震央分布との不整合の場合。但し、新たな現象の開始の可能性もあることに注意。
　　③震源決定作業を複数回実施した時に、利用する観測点や検測値を僅か変更しただけで、震源が大きく移動することが判明した場合。このことは標準偏差の極小が複数あることを示唆しており、決定された震源の信頼性が低いことが多い。

（２）「基準」設定に当たって配慮すべき事項
　ア　現業での登録判断が容易にできること。
　イ　中枢間で相互に支援する際に、普段当該「基準」を使い慣れない他中枢でも容易に利用できること。
　ウ　Ｋ、Ｓ登録両者の震源値はその旨を明記して公表するとともに、検測値も全て公表することを想定。従って、「基準」は公表対象震源を選択する基準ではないことを想定し、地震活動把握処理等を行う時の便宜のための基準と考える。
　エ　「基準」は、使用できる観測点が安定してから、一定期間、検討会で継続的にチューニングを行い、適当な時点で新「基準」として取り込んでいく（（１）ーイ関連）。

（３）「標準基準」設定の考え方
　ア　Ｋ及びＳ登録ともに標準的なものとすること。
　　（説明）これを踏まえ、各中枢は各々の観測網特性に応じてより適切なＫ登録の基準を設定。
　イ　現在使用している「基準」と同様とすること。
　　（理由）観測能力が改善されない地域についても現在までのデータ収集能力の維持が図りうる（取りこぼしがない）ようにするため。

（4）「東管基準」設定の考え方

ア 今後検討データが揃い次第早急にＫ登録の基準が「標準基準」より厳しい地域を設定する作業をする。

（理由）従来データで調査した結果、震源が「浅い」（30km 以浅）ものについては、震源精度が良い領域（以下、「特定領域」という。）があることが確認できたため。

なお、東管の「特定領域」における震源精度の具体的値（目安）は次の通り。

震源時標準偏差平均 0.2 秒、緯度・経度標準偏差平均ともに３分以内、深さ標準偏差平均 3km 以内。

イ 「特定領域」については、一元化業務が軌道に乗った時点で、本庁で全国について震源決定精度調査を実施し、その結果を提示する。これを踏まえて各中枢が速やかに「特定領域」見直す作業を行うこと想定（（１）―イ関連）。なお、「特定領域」の自動判断ツールを整備。この場合、ある程度の複雑な領域設定も許容されることとなる。

３ 関連事項

（１）「特定領域」を自動的に判断するツールの開発。畠山さん担当。

（２）震源決定精度調査は東田さん担当。

（３）会話検測作業において、過去の震央が表示されたり、「Ｓ」登録のものの区別を可能とするなどのソフト（disp-ep）は既にインストール済み。

（４）数値化できない「基準」については、各管区の観測点分布や地震活動の特徴等の特性を踏まえて、各中枢で随時テーマを決めて検討。

４ 「基準」

（１）数値化した「標準基準」

	現行月報処理Ｋ登録	「標準基準」Ｋ登録
	３点５要素以上	３点５要素以上
震源時の標準偏差	1.0 秒未満	1.0 秒未満
震源水平標準偏差	５分未満	５分未満
	現行月報処理Ｓ登録	「標準基準」Ｓ登録
	３点５要素以上	３点５要素以上
震源時の標準偏差	１秒以上２秒未満	１秒以上２秒未満
震源水平標準偏差	５分以上 10 分未満	５分以上 10 分未満

（２）数値化できない「標準基準」

	現行月報処理Ｋ登録	「標準基準」Ｋ登録
観測点分布	良好	良好
過去の震央分布	矛盾なし	大きな矛盾なし
震源の安定性	－	安定
検討会での検討	－	未知の現象を見逃さない

（３）発破登録

発破等の人工地震であると予めわかるものは検測しない。検測した後に発破等と判明したものについては「発破登録」する（してもかまわない）。

平成９年９月３０日
地震火山部

各管区等の登録基準

1「札幌基準」

ア　数値化した「札幌基準」

別添の「数値化した『基準』」を参照。

イ　数値化できない「札幌基準」

Mや観測点の所属機関による「基準」の違いを設けない。

ウ　発破登録

発破の時空間分布が把握できるまでの間、発破かどうか判断せず検測を行い、発破と判明したものは「発破登録」する。一定期間後、「把握」の状況を整理し、本庁と同様の対応とする。

エ　遠地登録

遠地地震と予めわかるものの検測は行わない。

但し、震源計算をした結果，震央地名が「遠地地震(FAR　FIELD)」と表示されたものは「遠地登録」する。

オ　未計算登録

検測値が３点５要素未満の地震については検測しない。

但し、震源計算結果から担当領域内であることが明らかである地震であって、「得られた震源の標準偏差が非常に大きい場合」や[解が収束しない場合」には「未計算登録」する。その際、正しい検測がなされているかどうか十分な検討を行う。

2「仙台基準」

数値化した「仙台基準」については別添の「数値化した『基準』」を参照。

3「東管基準」

数値化した「東管基準」については別添の「数値化した『基準』」を参照。

4「大阪基準」

ア 数値化した「大阪基準」

別添の「数値化した『基準』」を参照。

イ 付帯事項

（ア）陸域の場合

①３点５要素未満の地震に対しては、験測も未計算登録も行わない。

②K登録とするかS登録とするか、またS登録を削除するかの最終決定は検討会で行う。

③会話検測作業時において、４点７要素以上ありながら、震源計算結果が「震源時標準偏差が０．２秒以内、震源水平標準偏差が１分以内に、それぞれ納まらない」場合は、再験測を行う。また合わせて、可能な場合は地震情報官等に相談する。不可能な場合は、その旨のコメントを付けておく。決定は検討会で行う。

④会話検測作業時において、４点７要素以上ありながら、標準偏差がK登録の基準に満たない地震は、登録しない（＝「未計算登録」もしない。）。

（イ）海域の場合

①会話検測作業時においては、３点５要素に満たない地震は、当分の間、仮に未計算登録。最終の方針決定は検討会で行う。その際、未計算登録とするかどうかは、本庁と調整する。

②会話検測作業時においては、４点７要素以上ありながら、標準偏差がK登録の基準に満たない地震は、仮に未計算登録とし、検討会で方針を決定する。

5「福岡基準」

ア　数値化した「福岡基準」については別添の「数値化した『基準』」を参照。

イ　未計算登録

担当域内で発生した地震で、K登録、S登録のいずれにも該当しないものは「未計算登録」する。

ウ　遠地登録

遠地地震と予めわかるものの検測は行わない。

但し、震源計算した結果、遠地と分かったものは「遠地登録」する。

6「沖縄基準」

ア　数値化した「沖縄基準」については別添の「数値化した『基準』」を参照。

イ　数値化できない「沖縄基準」

会話検測作業時においては、K登録基準内であっても、観測点が直線的に配置している場合（個々の観測点の組み合わせが、直線かどうかは別途定める。）はS登録とする。最終の方針決定は、検

討会で行う。

ウ　未計算登録

(ア) Ｓ登録の基準をはずれたものは「未計算登録」する。

(イ) たとえ１地点しか検測できない場合でも管内の地震と判断できるものは「未計算登録」する。

(ウ) 台湾南方の地震と思われるものは、遠地(本庁扱い)としないで、「未計算登録」する。

エ　遠地登録

台湾南方の地震は、遠地(本庁扱い)としない。

数値化した「基準」　　　　平成９年１０月２日

1　Ｋ登録一般領域

	札幌	仙台	東京	大阪	福岡	沖縄
	３点５要素以上	同左	同左	同左	同左	同左
	Ｐ相３以上	同左	同左	同左	同左	
震源時の標準偏差	1.０秒未満	同左	同左	同左	同左	同左
震源水平標準偏差	５分未満	同左	同左	同左	同左	同左

（注：震源水平標準偏差は、緯度経度それぞれについてに適用する数字。）

2　Ｋ登録「特定領域」

	札幌	札仙境	仙台	東京	大阪	福岡
	３点５要素以上	同左	４点７要素以上	同左	同左	同左
	Ｐ相３以上	同左	Ｐ相４以上	同左	同左	同左
震源時の標準偏差	0.５秒未満		同左	同左	同左	同左
震源水平標準偏差	３分未満		同左	同左	同左	同左

3　Ｓ登録一般領域

	札幌	仙台	東京	大阪	福岡	沖縄
	３点５要素以上	同左	同左	同左	同左	同左
	Ｐ相３以上	同左	同左	同左	同左	
震源時の標準偏差	2.０秒未満	同左	同左	同左	同左	同左
震源水平標準偏差	10 分未満	同左	同左	同左	同左	同左

4　Ｓ登録「特定領域」

	札幌	仙台	東京	大阪	福岡
	３点５要素以上	同左	同左	同左	同左
	Ｐ相３以上	同左	同左	同左	同左
震源時の標準偏差	2.０秒未満	同左	同左	同左	同左
震源水平標準偏差	10 分未満	同左	同左	同左	同左

5　「特定領域」の定義

（１）札幌：震央地名が陸の領域のうち北海道本島、深さ 30km 以浅。なお、津軽海峡は含まない。

（２）仙台：震央地名が陸のうち本州、深さ 30km 以浅。なお、津軽海峡は含まない。

（３）東管：震央地名が陸、深さ 30km 以浅。

（４）大阪：震源地名が陸のうち本州・四国、深さ 30km 以浅。但し、安芸灘（６８７）、伊予灘（６８０）、豊後水道（６８１）、紀伊水道（６７４）、大阪湾（６７５）、播磨灘（６７６）、瀬戸内海中部（６７７）を含める。

（５）福岡：震源地名が陸のうち本州・九州、深さ 30km 以浅。但し、安芸灘（６８７）、伊予灘（６８０）、豊後水道（６８１）、内海地域。

6　LL 領域についての対処方針

（１）LL 走時で計算（LL=0 と設定して LL6 で計算）する領域(以下 LL 領域という。）は、B 領域（千島列島：４１Ｎ～，１４８.５Ｅ～）とする。LL 領域の深さ範囲は、従来と同様とする。従って、深さ 60km 以浅程度。

（２）LL 走時で計算した場合の登録基準は、原則として一般領域と同様とする。

（３）LL 走時での計算においての観測点選択ルールは、他の領域と同様とする。

（４）LL 走時での計算結果についてのＫ登録基準は、「震源時の標準偏差：1.5 秒未満」及び「震源水平標準偏差：緯度経度それぞれ１０分未満」とする。
震源の深さが 60km より深く決まった場合は，従来と同様，適当な観測点（検討会等により客観的な基準を整備し、文書化し、全国で共有化する。）を計算から除くなどの処理により 60km 以浅になったものは「Ｋ登録」とする。但し，浅い地震の特徴観測点（検討会等により客観的な基準を整備し、文書化し、全国で共有化する。）を持つ波形に限る。

7　その他

境界線の真上に震源が落ちた場合、特定領域側及びグレーゾーン側にあるとして扱う。

補足2．C　参考文献

本マニュアルで引用した文献は次の通りです。

Ide, S., M. Takeo, and Y. Yoshida, 1996, Source process of the 1995 Kobe earthquake: determination of spatiotemporal slip distribution by Bayesian modeling, Bull. Seismol. Soc. Am., **86**, 547-566.

建設省国土地理院, 1990, 地震予知連絡会会報.
建設省国土地理院, 1994, 地震予知観測の成果(1)～(3).
（これらの出版物は地震予知計画によって得られた近年の成果が比較的よくまとめられています。ただし、原著の研究論文の出典が明らかに書かれていない場合があるので、引用等については注意してください。本マニュアルにも原著を示さず用いた例があります。）

Lay T. and T.Wallace, 1995, Modern Global Seismology, Academic Press, pp.512.

Mizoue, 1971, Crustal structure from traveltimes of reflected and refracted seismic waves, Bull.Earthq. Res. Inst.,Univ. Tokyo, **49**, 33-62.

西富一平, 1996, 栃木県西部地域のモホ面付近で発生する低周波地震について, 東京大学大学院理学系研究科修士論文.

Tsujiura M.,1988, Characteristic Seismograms, Bull.Earthq. Res. Inst.,Univ. Tokyo, Suppl. **Vol.V.**, pp212.

束田進也, 1992, 栃木県西部地域におけるS波偏光異方性について, 東京大学大学院理学系研究科修士論文.

津村紀子, 堀内茂木, 長谷川昭, 笠原啓司, 1993, 山梨県東部におけるフィリピン海プレート上部境界面の位置－SP変換波による推定－, 地震2, **46**, 109-118.

また検測等に参考になる文献としては次のようなものがあります。

★ 気象庁の地震観測を知るもの
地震観測指針（観測編・調査編・参考編はまだでてないけど）　気象庁
まず、これを見てください。他に験震時報、技術だより、研究所の研究報告なども。

★ 地震学の歴史に関するもの

地震学100年　　萩原尊禮　　東京大学出版会

地震 34巻 特別号 ー日本の地震学100年の歩みー　　地震学会

★ 教科書

日本語で書いた教科書としては次の３冊が有名どころでしょうか？

岩波講座 地球科学８ 地震の物理　　金森博雄編　　岩波書店

地震学　　宇津徳治　　共立全書

岩波講座 地球科学１ 地球　　上田誠也・水谷 仁編　　岩波書店

洋書では、

Quantitative Seismology I・II　Aki & Richards　　FREEMAN

The Global Seismology　　Lay & Wallace　　ACADEMIC PRESS

The Solid Earth　　Fowler　　CAMBRIDGE

地震学、地球科学の一般向けの読み物としては、

地震の科学　　竹内 均　　NHK出版会

地球の科学　　竹内 均・上田誠也　　NHK出版会

図説地球科学　　杉村・中村・井田編　　岩波書店

グローバルテクトニクス　杉村新　　東京大学出版会

地震と断層　　島崎邦彦・松田時彦編　　東京大学出版会

46億年地球は何をしてきたか　丸山茂徳　　岩波書店

地震　（←これは1933年に出た本の復刻版）　和達清夫　　中公文庫

サイレントアースクエイク　川崎一郎

地震考古学　　寒川 旭　　中公新書

日本地震列島　　尾池和夫　　朝日文庫

関東大震災　　吉村 昭　　文春文庫

ヨーロッパ火山紀行　小山真人　　ちくま新書

などがあります。

★ 最小二乗法・数学について

数学の解説書、教科書は非常にたくさんありますが、読んで面白かったものを数例挙げます。

物理のための数学　和達三樹　　岩波書店

最小二乗法による実験データ解析　中川 徹・小柳義夫　　東京大学出版会

物理数学の直感的方法　長沼伸一郎　　通商産業研究者

フーリエの冒険　　ヒッポファミリークラブ